Géologie de la région de Maria
(Gaspésie)

Charles Gosselin

ET 87-01

1988

Québec

89-03538/

Géologie de la région de Maria
(Gaspésie)

Charles Gosselin

ET 87-01

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 85-04-01
Accepté pour publication le 87-01-16

Lecteur critique
D. Brisebois

Éditeur
Géo-textes

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Le présent projet est financé par le ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada et le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans le cadre de l'entente auxiliaire Canada–Québec sur le développement minéral.

Dépôt légal – 1er trimestre 1988
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-17012-1
© Gouvernement du Québec, 1988

RÉSUMÉ

La région de Maria appartient à la Province géologique des Appalaches. Le substrat rocheux y est constitué de roches sédimentaires et ignées d'âges ordovicien, silurien, dévonien et carbonifère. Ces roches appartiennent aux groupes d'Honorat, de Matapédia et de Chaleurs et à la Formation de Bonaventure.

La région cartographiée se caractérise principalement par de grands synclinaux orientés NE-SW et plongeant vers le SW, ainsi que par deux anticlinaux importants. Elle est aussi caractérisée par des failles de direction NNE-SSW qui limitent en gros les grands synclinaux. Il s'agit des failles du mont Saint-Joseph, de Petit-Montréal, de Grande-Cascapédia, du lac Harriman et, dans le nord de la région, de la faille du Grand Pabos.

Les principales minéralisations découvertes se trouvent dans un secteur situé à environ 2 km à l'est du lac Harriman. On y trouve de la stibine associée à des veines de quartz ou disséminée dans les conglomérats du Groupe d'Honorat. Certaines zones mériteraient d'être explorées même si aucune minéralisation n'y fut décelée. Il s'agit de zones silicifiées situées au nord de l'indice de stibine et de zones fortement dolomitisées et silicifiées de la région de Clos-des-Ormes, située à environ 4 km à l'ESE du lac Sansfaçon.

Table des matières

Page

GÉNÉRALITÉS 1

But de l'étude 1
Situation géographique 1
Accès 1
Physiographie et hydrographie 1
Travaux antérieurs 1
Méthode de travail 2
Remerciements 2

GÉOLOGIE GÉNÉRALE 3

STRATIGRAPHIE 7

Groupe d'Honorat 7
Unité Ho-1 7
Unité Ho-2 7
Groupe de Matapédia 8
Formation de Pabos (Pa) 8
Unité Pa-1 8
Unité Pa-2 8
Formation de White Head (WH) 9
Groupe de Chaleurs 9
Formation de Clemville (Cl) 9
Formation de Weir (We) 10
Formation de l'Anse Cascon (AC) 10
Formation d'Armstrong Brook (AB) 11
Formation de La Vieille (LV) 11
Volcanites de Maria — Unité informelle (VM-1 et VM-2) 11
Formation de Saint-Léon (SL) 12
Roches intrusives (Dia, Dio et Fel) 12
Formation de Bonaventure (Bo) 13

TECTONIQUE 15

Plis 15
Analyse structurale 15
Discussion 18
Failles 18
Failles NNE-SSW 18
Faille du Grand Pabos 19
Relations entre les plis et les failles NNE-SSW 19

HISTOIRE GÉOLOGIQUE 21

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 23

RÉFÉRENCES 25

ANNEXE

Liste des collections de fossiles recueillis dans la région de Maria 27

CARTE

N° 2052 — Géologie de la région de Maria (échelle de 1:50 000) ..... hors texte

Généralités

But de l'étude

Au cours de l'été de 1984, nous avons effectué des travaux de cartographie géologique (à l'échelle de 1:20 000) dans la région de Maria, en Gaspésie, sur une superficie d'environ 500 km². Le but de ces travaux était de préciser la stratigraphie des groupes d'Honorat, de Matapédia et de Chaleurs ainsi que le contexte structural de cette partie de la péninsule gaspésienne.

Situation géographique

La région cartographiée se situe sur la rive nord de la baie des Chaleurs, entre Carleton et New-Richmond (figure 1). Elle comprend une partie des cantons de Carleton, d'Angers, de Maria et de New-Richmond entre les latitudes 48°06′ et 48°20′ et les longitudes 65°46′ et 66°15′. Elle correspond à une partie des feuillets topographiques 22 A/4, 22 A/5, 22 B/1 et 22 B/8 au 1:50 000.

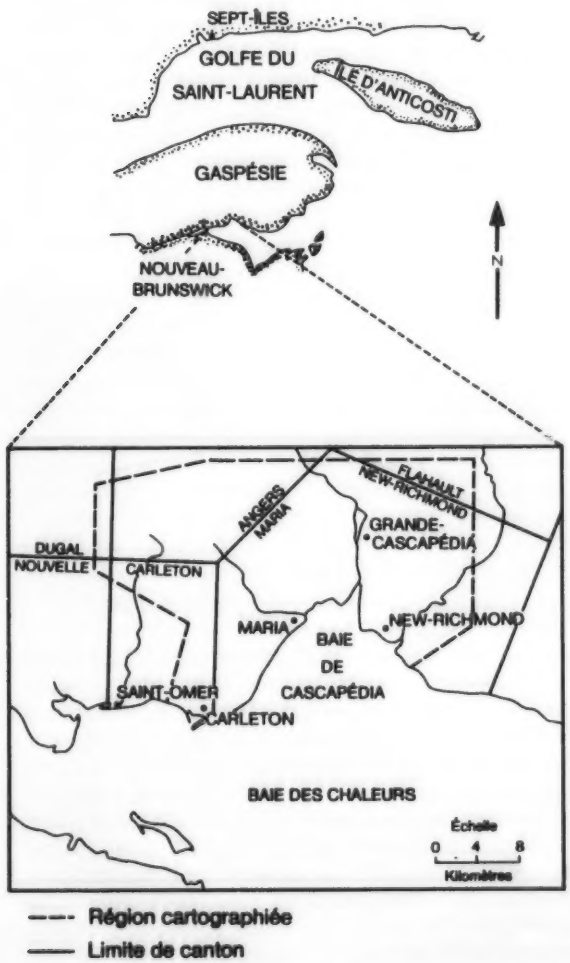

FIGURE 1 — Situation géographique de la région cartographiée.

Accès

À partir de la route 132, qui longe la région au sud, plusieurs routes N-S permettent l'accès au territoire. La route reliant Saint-Omer à la Mission Saint-Louis permet d'atteindre le secteur ouest de la région. À partir de Maria, une route secondaire se rend jusqu'au lac Sansfaçon. Le rang Gleen, situé près de Saint-Jules-de-Cascapédia, et la route 299 donnent accès au centre de la région. Enfin, une route forestière passant un peu à l'est du lac Harriman, au nord de New-Richmond, traverse la partie est de la région. À ces routes principales s'ajoute un réseau de chemins utilisables en véhicules tout terrain qui a permis d'atteindre la plupart des secteurs cartographiés.

Physiographie et hydrographie

Une plaine côtière de 50 à 150 m d'altitude et de 4 à 10 km de largeur entoure la baie de Cascapédia. Au nord de Carleton et de Maria, le relief s'accentue brusquement et les sommets atteignent des hauteurs se situant entre 400 et 650 m. Mentionnons entre autres le mont Saint-Joseph et le mont Carleton, hauts respectivement de 550 et 650 m. La partie nord-ouest de la région cartographiée correspond à un plateau qui se trouve à une altitude moyenne de 500 m et qui est fortement disséqué par un réseau hydrographique bien développé. Son altitude diminue vers l'est pour n'être plus que de 200 m dans la région de Grande-Cascapédia.

La plupart des cours d'eau s'écoulent vers le sud et s'orientent, en gros, selon cette direction. Les plus importants sont les rivières Verte, Cascapédia et Petite Cascapédia, qui se déversent dans la baie de Cascapédia. Les cours d'eau de direction E-W sont aussi nombreux. Les plus importants sont la rivière Angers et le ruisseau Argument, situés dans le nord-ouest de la région. Mentionnons que dans ce secteur, le ruisseau du Contentieux, la rivière Angers Sud et une partie de la rivière Angers s'écoulent vers le nord.

Travaux antérieurs

Alcock (1935) a effectué la première cartographie régionale du secteur de la baie des Chaleurs. Dans son rapport, il décrit, entre autres, deux indices de stibine. Le premier se situe le long de la rivière Stewart, à quelques kilomètres au nord de Saint-Omer, et le second, un peu à l'est du lac Harriman, au nord de New-Richmond. En

1967 et 1968, la SOQUEM (MER, 1983) a effectué un levé géochimique régional de sédiments de ruisseau dans la partie occidentale de la baie des Chaleurs. Ce levé a indiqué la présence de quelques anomalies au nord de Carleton. Vingt-deux claims ont été jalonnés et divers travaux d'exploration furent entrepris (Dionne, 1969; Kovacik, 1973). Au cours de l'été de 1982, la SOQUEM a aussi travaillé sur l'indice d'antimoine situé à l'est du lac Harriman (Landry, 1983) et dont parle Alcock dans son rapport (1935).

Vennat (1979) a rédigé un mémoire de maîtrise sur la structure et la stratigraphie des groupes d'Honorat et de Matapédia entre Saint-Omer et Carleton. Bourque & Lachambre (1980) ont cartographié les terrains situés à l'ouest et à l'est de la région et ils y ont établi la stratigraphie du Groupe de Chaleurs. Gosselin & Simard (1983) et Simard (1983) ont effectué des travaux de cartographie et d'exploration visant à définir le potentiel minéral des cantons de Nouvelle et de Carleton. Enfin, mentionnons les travaux d'exploration et de cartographie détaillée de Goyer *et al.* (1984) sur la faille du Grand Pabos.

Méthode de travail

Les travaux sur le terrain ont été réalisés durant l'été de 1984 par une équipe de trois géologues et de trois assistants. Deux véhicules à quatre roues motrices, une camionnette et deux vehicules tout terrain ont permis l'accès à la totalité du territoire. Les affleurements ont été observés essentiellement le long des ruisseaux et des routes. Les photos aériennes du MER à l'échelle de 1:15 000 ont permis de localiser les affleurements; les données ont été compilées sur des cartes topographiques au 1:20 000. Les photos aériennes au 1:40 000 ont servi à l'interprétation des grands traits structuraux. Une étude statistique des données structurales a été réalisée à l'aide du programme informatique STATIS du MER.

Les lames minces de 105 échantillons de roches ont permis l'étude pétrographique des diverses lithologies rencontrées. Onze collections de fossiles ont été recueillies pour fins d'identification et de datation (annexe).

Remerciements

Nous tenons à remercier les géologues Denis Lavoie et Robert Lacroix ainsi que les assistants Christine Ouellet, Daniel St-Gelais et Rachel Thibault pour avoir exécuté les travaux sur le terrain. Nous remercions également Brian Skidmore pour ses visites sur le terrain et ses suggestions concernant le présent rapport.

Nous tenons également à remercier Pierre-André Bourque, Gaétan Lachambre, Jacques Béland et Daniel Brisebois pour leurs visites sur le terrain et leurs commentaires. Nous remercions aussi Michèle Goyer, Louise Langlais et Georges Forest, qui nous ont fourni des cartes géologiques inédites du secteur situé le long de la faille du Grand Pabos, ainsi que P.J. Lespérance, qui a identifié quelques fossiles découverts lors de nos travaux.

Géologie générale

La région cartographiée est comprise en grande partie dans l'anticlinorium d'Aroostoock — Percé qui traverse la Gaspésie dans une direction WSW-ENE, entre Matapédia et Percé. Cette structure comprend des roches sédimentaires de l'Ordovicien tardif et du Silurien précoce appartenant aux groupes d'Honorat et de Matapédia. La faille du Grand Pabos traverse, d'est en ouest, le nord de la région, à proximité de la bordure septentrionale de l'anticlinorium. La séquence de roches sédimentaires et volcaniques du Groupe de Chaleurs, dont l'âge varie du Silurien précoce au Dévonien précoce, occupe la partie centrale de la région (entre Carleton et Grande-Cascapédia). Cette séquence est bordée par des failles NNW. Dans le présent rapport, elle est désignée sous le nom de «bande de Maria». On trouve d'autres roches appartenant au Groupe de Chaleurs dans la partie sud-est de la région, à la limite entre l'anticlinorium d'Aroostoock — Percé et le synclinorium de la baie des Chaleurs. Au sud de la région, on trouve des conglomérats et des grès rouges appartenant à la Formation de Bonaventure. Ce sont des dépôts continentaux carbonifères en discordance angulaire sur les séquences sous-jacentes. Le sommaire des unités lithostratigraphiques décrites dans le présent rapport est exposé au tableau 1; la figure 2 illustre les relations lithostratigraphiques pour l'ensemble de la région.

Le **Groupe d'Honorat** se trouve à la base de la séquence stratigraphique. Il est constitué d'une unité inférieure de mudstone non calcareux gris foncé (Ho-1) surmontée d'une unité hétérogène (unité supérieure) comprenant une sous-unité de mudstone (Ho-2a), une sous-unité de conglomérat et de grès (Ho-2b) et une sous-unité de mudstone calcareux (Ho-2c). Ces trois sous-unités sont lenticulaires et peuvent se trouver à différents niveaux stratigraphiques à l'intérieur de l'unité supérieure. Cette dernière a pu être observée partout dans la région, sauf dans la partie nord-ouest, où elle semble absente. À cet endroit, l'unité Ho-1 est directement en contact avec le membre inférieur Pa-1 de la Formation de Pabos (figure 2).

Le **Groupe de Matapédia** comprend, à la base, la Formation de Pabos et, au sommet, la Formation de White Head. La Formation de Pabos, d'âge ordovicien tardif, se compose d'une unité inférieure (Pa-1) de mudstone calcareux et de calcaire silteux formant un ensemble rubané assez caractéristique de la formation. L'unité supérieure (Pa-2) est constituée principalement de mudstone gris verdâtre, peu ou pas calcareux et finement arénacé. On y trouve aussi, plus ou moins abondamment, des mudstones calcareux, des calcaires, des siltstones, des grès et des conglomérats. La Formation de White Head est une séquence bien stratifiée de lits de calcilutite et d'interlits de mudstone calcareux. Au sud de la faille du Grand Pabos, cette formation est d'âge silurien précoce. Nous n'avons toutefois pu établir son âge au nord de la faille, nos travaux n'ayant pas été assez poussés à ce niveau. D'après Malo (Malo *et al.*, 1984), la Formation de White Head comprend, au nord de la faille du Grand Pabos, dans la région de Chandler, une unité de calcilutite ashgillienne (Ordovicien tardif), une unité de mudstone hirnantienne (fin de l'Ordovicien tardif) et une unité de calcilutite llandovérienne (Silurien précoce). Cependant, dans le secteur cartographié, nous ne savons pas à laquelle de ces unités doivent être reliées les roches de la Formation de White Head.

Le **Groupe de Chaleurs** (Silurien précoce à Dévonien précoce) comprend, dans la *bande de Maria*, les formations de Clemville, de Weir, de l'Anse Cascon, d'Armstrong Brook et de La Vieille, les volcanites de Maria (unité informelle) et la Formation de Saint-Léon. Nous devons souligner ici que cette nomenclature diffère de celle utilisée dans notre rapport préliminaire (Gosselin, 1985). Des travaux plus récents (Bourque & Gosselin, 1986) ont permis d'apporter à la nomenclature stratigraphique les changements suivants: le membre supérieur de la Formation de Clemville est maintenant assigné à la Formation de l'Anse Cascon et les roches auparavant assignées à la Formation de Weir le sont maintenant à celle d'Armstrong Brook, sauf dans la partie sud-est de la région.

La Formation de Clemville est principalement constituée de mudstone et de mudstone arénacé gris verdâtre, non calcareux. La Formation de l'Anse Cascon se compose de grès quartzeux en lits assez épais et, en quantité moindre, de grès argileux. La Formation d'Armstrong Brook se caractérise par la présence de grès et de conglomérat rouge. Vers le sommet de cette formation, des brèches volcaniques et des lapillistones sont intercalés dans la séquence. La Formation de La Vieille comprend essentiellement des calcaires à laminites cryptalgaires et à fentes de dessiccation. Les volcanites de Maria se divisent en deux membres: le premier se compose de brèche, de lapillistone et de tuf, tandis que le second comprend surtout des laves passant d'andésitiques à basaltiques et de porphyriques à massives. La Formation de Saint-Léon, d'âge dévonien précoce (Lochkovien), se compose principalement de mudstone et de mudstone arénacé gris verdâtre à vert, et de grès argileux. Ces roches sont, par endroits, très fossilifères (brachiopodes, coraux, crinoïdes, trilobites). Finalement, la Formation de Bonaventure, d'âge carbonifère, se compose de grès et de conglomérat rouges déposés en discordance angulaire sur les strates plus anciennes de la région.

Selon les travaux que nous avons effectués, les roches assignées par Alcock (1935) à la Formation de La Garde (Dévonien inférieur) dans la région de la Grande-Cascapédia (voir Skidmore & McGerrigle, 1967) semblent plutôt appartenir au Groupe d'Honorat. Alcock (1935) basait son interprétation sur la présence présumée de

TABLEAU 1 — Sommaire des unités lithostratigraphiques

ÂGE	NOM		UNITÉ	DESCRIPTION
Carbonifère	Formation de Bonaventure		Bo	Conglomérat, grès et shale rouges
	Discordance			
Silurien supérieur ou plus récent	Roches intrusives		Fel	Felsite
			Dio	Diorite
			Dia	Diabase
Dévonien ?	Groupe de Chaleurs	Formation de Saint-Léon	SL	Mudstone et mudstone arénacé gris verdâtre à vert; grès argileux, calcaire dolomitique, conglomérat, lave et tuf
		Volcanites de Maria	VM-2	Lave andésitique porphyrique et lave basaltique massive; volcanoclastite mineure
			VM-1	Brèche volcanique, lapillistone et tuf lithique; lave mineure
Silurien		Formation de La Vieille	LV	Calcaire à laminites cryptalgaires; un peu de calcilutite, de calcaire argileux et de tuf
		Formation d'Armstrong Brook	AB	Grès et conglomérat rouge; siltstone à grès fin quartzeux; calcaire à *Eocoelia*
		Formation de l'Anse Cascon	AC	Grès fin quartzeux et grès argileux
		Formation de Weir	We	Grès et conglomérat arkosiques
		Formation de Clemville	Cl	Mudstone gris verdâtre foncé à vert, souvent arénacé; mudstone et siltstone calcareux, grès argileux et calcilutite
	Groupe de Matapédia	Formation de White Head	WH	Calcilutite, calcaire argilo-silteux et mudstone calcareux
Ordovicien		Formation de Pabos	Pa-2	Mudstone arénacé gris foncé à gris verdâtre; minces lits de mudstone et de siltstone calcareux; grès argileux gris verdâtre, calcaire argileux et conglomérat
			Pa-1	Mudstone calcareux et calcaire silteux; mudstone gris foncé, grès calcareux et conglomérat
	Groupe d'Honorat		Ho-2	Ho-2c: mudstone calcareux; siltstone calcareux et calcaire; grès calcareux et mudstone foncé
				Ho-2b: bancs épais de conglomérat et de grès gris verdâtre foncé; mudstone foncé, mudstone calcareux, calcaire et grès calcareux
				Ho-2a: mudstone gris foncé non calcareux; minces lits de siltstone, de grès fin et de claystone noir; horizons de grès et de conglomérat; par endroits, mudstone, siltstone et grès calcareux; lits ou nodules de calcaire
			Ho-1	Mudstone gris foncé, non calcareux; minces lits de siltstone, de grès fin et de claystone noir

fragments de plantes à l'intérieur d'une séquence de grès et de conglomérat, ce qui était en accord avec l'âge et le milieu de dépôt (dépôts continentaux) habituellement attribués à la Formation de La Garde. Nos recherches n'ont pas permis d'identifier de tels fragments de plantes. Par contre, nous avons trouvé des fossiles tels que des brachiopodes, des coraux rugueux et des gastéropodes, ce qui indique clairement qu'il s'agit d'un environnement de dépôt marin. De plus, la présence des stromatoporoïdés ordoviciens (*Beatricia* sp.) identifiés par P.J. Lespérance suggère que ces roches appartiennent au Groupe d'Honorat.

La région cartographiée se caractérise principalement par de grands synclinaux orientés NE-SW et plongeant vers le SW, ainsi que par des failles de direction NNE-SSW. Ce sont, de l'ouest vers l'est, les failles du mont Saint-Joseph, de Petit-Montréal, de Grande-Cascapédia et du lac Harriman. Ces failles limitent, en gros, les grands

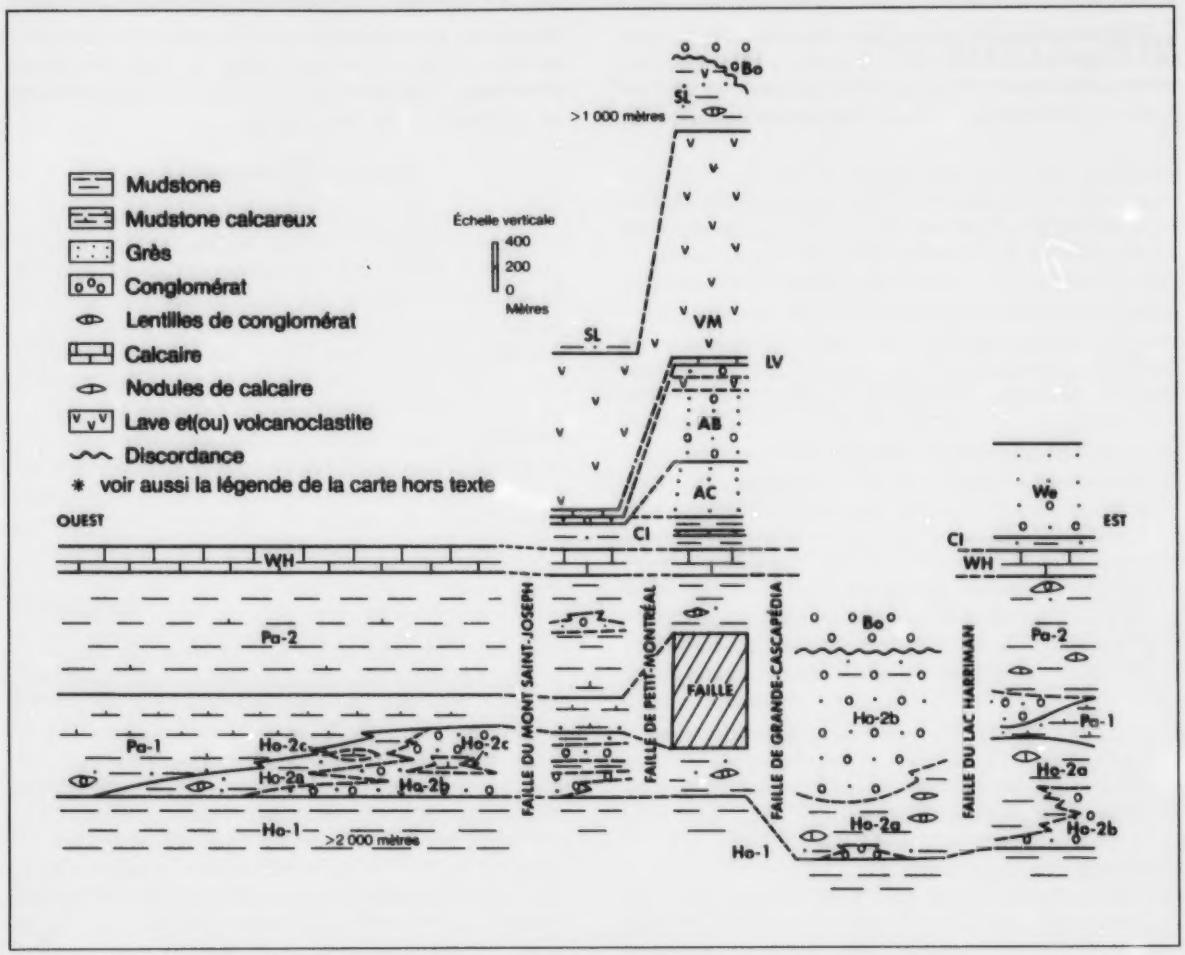

FIGURE 2 — Corrélations lithostratigraphiques dans la région cartographiée.

synclinaux, les anticlinaux étant le plus souvent oblitérés par les failles. On trouve néanmoins deux anticlinaux importants dans l'ouest de la région. Le premier, situé dans la partie nord-ouest, correspond à l'axe principal de l'anticlinorium d'Aroostook — Percé, qui se prolonge bien au-delà de la région selon une direction générale WSW. L'axe du second anticlinal passe à proximité du lac Sansfaçon au nord de Carleton. Il semble que ce soit un pli coffré plongeant faiblement vers le SW.

Les mouvements qui se sont produits le long des failles NNE-SSW ont mis en contact des niveaux stratigraphiques très différents (carte géologique, hors texte). Les failles du mont Saint-Joseph et de Petit-Montréal sont interprétées comme des failles inverses à pendage abrupt vers l'WNW, ce qui implique un chevauchement vers l'ESE. Outre les relations stratigraphiques qu'on observe de part et d'autre de ces failles, le renversement de plis et de séquences importantes ainsi que la présence de plis-failles et de zones broyées en hyalomylonites témoignent d'un environnement tectonique sous compression. La faille de Grande-Cascapédia est beaucoup moins bien définie. Les relations stratigraphiques indiquent toutefois que le compartiment est a monté par rapport à celui de l'ouest (carte géologique, hors texte). Si l'on considère le contexte structural, il nous semble que cette faille est de type inverse, bien que l'hypothèse d'une faille normale ne puisse être tout à fait exclue. La faille du lac Harriman demeure peu connue en raison du faible nombre d'affleurements dans cette partie de la région ainsi que de la difficulté d'établir des repères stratigraphiques sûrs.

La faille du Grand Pabos traverse le nord de la région. Il est généralement admis que cette faille est un décrochement dextre qui met en contact le Groupe de Matapédia, au nord, et le Groupe d'Honorat, au sud. Dans la partie ouest de la région, elle recoupe le Groupe de Matapédia et met en contact la Formation de White Head, au nord, et celle de Pabos, au sud.

L'orogenèse acadienne survenue au Dévonien tardif est sans doute à l'origine de l'ensemble des déformations tectoniques de la région. Certains réajustements carbonifères ou post-carbonifères ont cependant eu lieu. En effet, les strates de la **Formation de Bonaventure** sont redressées à la verticale et cisaillées le long des failles de Petit-Montréal et de Grande Cascapédia.

Des intrusions de composition intermédiaire à acide recoupent les sédiments pré-carbonifères. Elles sont probablement reliées à l'épisode de volcanisme survenu vers la fin du Silurien et au début du Dévonien (volcanites de Maria). Il s'agit essentiellement de petits filons-couches de diabase, de diorite et de felsite de quelques mètres d'épaisseur. Quelques masses intrusives assez importantes ont toutefois été rencontrées.

Groupe d'Honorat

Skidmore (1965) a défini le Groupe d'Honorat, dont il a fixé la région type dans le canton d'Honorat, à environ 50 km au NE de New-Richmond. Selon Malo *et al.* (1984), ce groupe est constitué, à la base, de grès gris verdâtre en bancs épais et, au sommet, de mudstone et de claystone. Différents types de grès et quelques bancs de conglomérats sont aussi interstratifiés avec les mudstones.

Dans la région, le Groupe d'Honorat (Ordovicien supérieur) est constitué, d'abord, d'une séquence monotone de mudstone gris foncé non calcareux (unité Ho-1). La présence, au sommet, de dépôts terrigènes grossiers (grès et conglomérats) a permis de définir une seconde unité lithostratigraphique (unité Ho-2).

UNITÉ Ho-1

La base de l'unité Ho-1 n'affleure pas dans la région. Son épaisseur peut tout de même être estimée à plus de 2 000 m. Cette unité comprend principalement des mudstones non calcareux et, en quantité moindre, des siltstones, des grès fins et des claystones. Les mudstones représentent plus de 70% de l'unité. Ils sont gris foncé à patine verdâtre. Ils se présentent en bancs épais et massifs ou en lits minces de 2 à 10 cm d'épaisseur. Ces lits présentent parfois de fines lamines silteuses parallèles ou obliques. On rencontre aussi, à l'occasion, des glissements synsédimentaires. Les siltstones et les grès fins sont gris à patine brunâtre, non calcareux, et se présentent en lits de 1 à 8 cm d'épaisseur, laminaires à massifs. Les claystones sont noirs et se présentent en minces lits ou lamines de 0,2 à 2 cm d'épaisseur. Ces roches forment une séquence monotone assez homogène. La limite supérieure de l'unité est tracée de façon arbitraire à l'apparition des bancs de conglomérat ou de grès moyen à grossier ou de conglomérat de l'unité Ho-2. Dans la partie NW de la région, là où l'unité Ho-2 est absente, la limite est tracée à l'apparition des mudstones calcareux (Pa-1) de la Formation de Pabos (figure 2).

UNITÉ Ho-2

L'unité Ho-2 a été établie principalement pour marquer la présence de sédiments terrigènes grossiers ou de roches calcareuses dans les siliciclastites fines. D'ouest en est, son épaisseur varie de 0 à plus de 1 600 m (figure 2). Elle a été divisée en trois sous-unités selon la lithologie dominante des bandes mises en carte: Ho-2a, Ho-2b et Ho-2c.

La *sous-unité Ho-2a* est très semblable à l'unité Ho-1. Elle comprend toutefois, ici et là dans la séquence, des grès moyens à grossiers. À certains endroits, on note la présence de mudstone et de siltstone calcareux, gris à gris clair, qui se présentent en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur, massifs ou à lamines parallèles ou entrecroisées; on trouve aussi un calcaire silteux plus ou moins dolomitique, qui se présente soit en lits nodulaires de 5 à 15 cm d'épaisseur, soit en nodules dans le mudstone.

La *sous-unité Ho-2b* forme des bandes dans lesquelles les grès moyens à grossiers et les conglomérats représentent plus de 70% de la séquence. Ces roches sont interstratifiées avec des roches semblables à celles de la sous-unité Ho-2a.

La *sous-unité Ho-2c* n'a été observée que dans la partie ouest de la région. Elle forme de grandes lentilles qui se composent essentiellement de mudstone calcareux gris, à patine gris clair brunâtre, qui se présentent en lits de 2 à 15 cm d'épaisseur, massifs ou à lamines silteuses parallèles ou entrecroisées. Cette sous-unité comprend aussi de 5 à 20% de calcaire et de siltstone calcareux en lits de 1 à 5 cm d'épaisseur, ainsi que quelques lits de mudstone gris foncé non calcareux et des lits de grès calcareux de 2 à 15 cm d'épaisseur.

Les conglomérats des sous-unités Ho-2a et Ho-2b sont gris verdâtre et se présentent en bancs massifs de 1 à plus de 3 m d'épaisseur. Ils sont généralement composés de plus de 85% de fragments subarrondis à arrondis, de 2 mm à 40 cm de diamètre; le diamètre moyen des fragments est d'environ 6 cm. Ces fragments sont constitués, par ordre décroissant d'importance, de roches volcaniques, de roches sédimentaires, de quartz et de chert. Les fragments de roches volcaniques comprennent des basaltes ou des andésites, gris verdâtre foncé, porphyriques à massives, et des tufs à cristaux felsiques, gris clair à roses; les laves sont généralement beaucoup plus abondantes que les tufs. Les fragments de roches sédimentaires se composent principalement de grès, de siltstone, de mudstone non calcareux et, plus rarement, de calcaire et de mudstone calcareux. Ces fragments proviennent probablement de l'érosion de couches dans le bassin de sédimentation.

La matrice représente généralement moins de 15% des conglomérats. Elle est constituée surtout de particules de grès et de silt et d'un peu d'argile. On y trouve des grains de quartz polycristallin et monocristallin, de feldspath et de roches volcaniques et sédimentaires, et, à l'occasion, des grains de pyroxène peu ou pas altérés. De façon générale, les conglomérats présents au sommet de l'unité se composent d'une plus grande proportion de matrice (20 à 50%) dans la partie orientale de la région que dans l'ouest de celle-ci.

Les grès moyens à grossiers des sous-unités Ho-2a et Ho-2b sont gris verdâtre foncé, non calcareux, parfois conglomératiques, et se présentent en bancs de 0,1 à 1,0 m d'épaisseur. Plusieurs de ces bancs sont granoclassés, et des chenaux d'érosion sont observés à l'occasion. L'exa-

men des lames minces indique que les grès sont constitués en proportions variables de grains subanguleux à subarrondis de roches volcaniques et sédimentaires (20 à 60%), de quartz (15 à 50%) et de feldspath (10 à 20%). Les fragments volcaniques sont des basaltes, des andésites et des tufs, tandis que les fragments sédimentaires sont des grès, des siltstones et des mudstones. La matrice de silt et d'argile représente environ de 20 à 30% de la roche. Ces grès sont des wackes lithiques.

La plupart des lithologies de l'unité Ho-2 possèdent une teinte verte dans la région située à l'est de la faille de Grande-Cascapédia. Ce changement est particulièrement évident dans la partie supérieure de l'unité. Les mudstones, habituellement gris foncé, prennent une couleur franchement verte et sont souvent fortement bioturbés; ils sont de plus calcareux à certains endroits. Près du village de Grande-Cascapédia, les mudstones, les grès et les conglomérats contiennent parfois de petits brachiopodes, des échinodermes, des gastéropodes, des trilobites et des stromatoporoïdés (*Beatricia* sp.). Les stromatoporoïdés peuvent atteindre un mètre de longueur et ont un diamètre variant de 5 à 12 cm. Ils sont particulièrement nombreux et bien préservés à l'intérieur de bancs de grès argileux conglomératique, situés un peu à l'est de la route 299, le long d'un chemin secondaire à la sortie du village de Grande-Cascapédia. C'est la première fois que la présence de *Beatricia* sp. est rapportée en Gaspésie. On en trouve toutefois en grande quantité dans les formations de Vauréal et d'Ellis Bay, à l'Île d'Anticosti (Petryk, 1982). L'abondance relative de la faune présente à l'intérieur de l'unité Ho-2 dans le secteur du village de Grande-Cascapédia contraste avec sa rareté dans le reste de la région, où nous n'avons découvert que quelques coraux et brachiopodes dans des conglomérats situés au mont Saint-Joseph, au nord de Carleton.

La limite inférieure de l'unité Ho-2 est très nette lorsque la sous-unité Ho-2b se trouve à la base. Elle est par contre tracée de façon moins précise là où la sous-unité Ho-2a est en contact avec l'unité Ho-1. La limite supérieure est fixée à l'apparition des mudstones calcareux de l'unité inférieure Pa-1 de la Formation de Pabos. Mentionnons que cette unité de la Formation de Pabos est, du point de vue lithologique, très semblable à la sous-unité Ho-2c du Groupe d'Honorat. Cette relation lithostratigraphique indique que l'unité Ho-2 s'interstratifie probablement avec la Formation de Pabos plus on se dirige vers l'ouest de la région (figure 2).

Groupe de Matapédia

Le Groupe de Matapédia a d'abord été désigné «Série de Matapédia» par Crickmay (1932), qui a établi sa coupe type dans la vallée de la rivière Matapédia. Alcock (1935) lui a assigné le rang de groupe. McGerrigle (1946) a démontré plus tard que la partie nord-ouest de la coupe type appartenait au Dévonien et il a assigné ces roches au Groupe de Fortin. Depuis, de nombreux travaux ont permis de diviser le Groupe de Matapédia en deux formations: les formations de Pabos, à la base, et de White Head, au sommet. Ces roches seraient d'âge ordovicien supérieur à silurien inférieur.

FORMATION DE PABOS (Pa)

Le terme «Formation de Pabos» a été introduit par Kindle (1936), qui a désigné comme région type la région de la Grande Rivière et de la rivière Petit Pabos. Malo (en préparation) a proposé d'établir la coupe type le long de la Grande-Rivière-Ouest. Il a décrit cette coupe comme un assemblage de mudstone et de siltstone calcareux, à la base, et de mudstone calcareux et de calcaire, au sommet. On y trouve aussi des grès calcareux, des conglomérats et des calcarénites.

Dans la région, la Formation de Pabos se divise en deux unités. Les mudstones calcareux de l'unité inférieure (Pa-1) sont les plus représentatifs de la formation. L'unité supérieure (Pa-2), composée principalement de mudstone arénacé, est différente de la coupe type de la Formation de Pabos. Elle lui a néanmoins été assignée, parce qu'elle est comprise entre des roches caractéristiques de cette formation et des roches typiques de la Formation de White Head.

Unité Pa-1

L'unité Pa-1 a une épaisseur de 200 à 300 m dans la majeure partie de la région, mais elle atteint plus de 800 m à l'extrémité ouest (figure 2). Les limites inférieure et supérieure de l'unité sont tracées respectivement à l'apparition et à la disparition des mudstones calcareux.

L'unité Pa-1 est constituée principalement de mudstone calcareux gris à patine brun chamois, en lits de 2 à 10 cm d'épaisseur, et de calcaire silteux gris à patine gris clair, en lits de 2 à 5 cm d'épaisseur. À la base, la séquence comprend de 10 à 30% de mudstone gris foncé non calcareux, en minces lits ou, parfois, en bandes de quelques mètres d'épaisseur, ainsi que de rares bancs de conglomérat semblables à ceux du Groupe d'Honorat. Des grès calcareux apparaissent à différents niveaux de la séquence. Ils se présentent en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur, montrant des lamines parallèles, des lamines obliques ou des granoclassements. La fraction gréseuse identifiée en lames minces se compose de quartz (70%), de feldspath (25%) et de fragments de roches (5%). Un ciment de calcite représentant environ de 20 à 30% de la roche entoure les grains.

Unité Pa-2

L'unité Pa-2 possède une épaisseur d'environ 1 000 m. Sa limite supérieure est tracée à l'apparition des lits de calcilutite de la Formation de White Head. Elle forme une séquence très hétérogène comprenant des roches dont la granulométrie va des mudstones aux conglomérats. La plus grande partie de l'unité est toutefois constituée de mudstone arénacé gris foncé à gris verdâtre, peu ou pas calcareux et, en quantité variable (de 10 à 40%), de

minces lits de siltstone calcareux; on y trouve à l'occasion des lits de mudstone calcareux et des nodules de calcaire. Des grès argileux plus ou moins calcareux, gris à gris verdâtre, qui se présentent en lits de 5 à 20 cm d'épaisseur, massifs à laminaires, forment des bandes de 1 à 10 m d'épaisseur dans les mudstones. On trouve parfois des lentilles de calcarénite et de calcirudite à la base de ces lits de grès. Des bandes de mudstone calcareux à calcaire argileux rappelant l'unité Pa-1 et dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres sont présentes ici et là dans la séquence. On rencontre aussi des niveaux épais de mudstone ou de claystone gris foncé non calcareux contenant, en proportion variable (20 à 30%), des bancs de grès moyen à grossier et de conglomérats semblables à ceux du Groupe d'Honorat. On trouve de tels niveaux dans le secteur de Clos-des-Ormes et dans la partie orientale de la région, à la base de l'unité. À certains endroits, l'unité contient de faibles concentrations de fossiles comprenant des petits coraux rugueux, des articles de crinoïdes et des fragments de mollusques, de brachiopodes, de gastéropodes et de trilobites.

L'unité Pa-2 varie latéralement d'ouest en est dans la région, alors que la proportion des lithologies calcareuses est beaucoup plus importante dans l'ouest. La bioturbation (une caractéristique importante de l'unité) y est aussi plus intense; à plusieurs endroits, les sédiments ont été entièrement remaniés par bioforage (terriers de 6 à 7 mm de diamètre). À l'est, les lithologies calcareuses sont plus rares, bien qu'on rencontre sporadiquement des lits ou des nodules de calcaire et de grès calcareux.

FORMATION DE WHITE HEAD (WH)

Le terme «Formation de White Head» fut introduit par Clark (1908), qui a fixé la coupe type de cette formation au cap Blanc, près de Percé. Bourque (1977), Skidmore (1978) et Skidmore & Lespérance (1981) ont successivement divisé cette formation en unités informelles (deux unités de calcilutite séparées par une unité de mudstone). Par la suite, Malo (en préparation) et Malo *et al.* (1984) ont établi que l'unité inférieure de calcilutite n'est pas présente dans la séquence stratigraphique au sud de la faille du Grand Pabos, entre les cantons de Carleton et d'Honorat.

Dans la région, nous avons observé la Formation de White Head au sud et au nord de la faille du Grand Pabos. Au sud, où ont été effectués la plupart de nos travaux, la formation n'est représentée que par une bande de calcilutite de 150 à 200 m d'épaisseur. Ses limites inférieure et supérieure sont respectivement tracées à l'apparition et à la disparition des lits de calcilutite. Elle se compose de 40 à 60% de calcilutite gris bleuté à patine gris clair, en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur, de 20 à 40% de calcaire argileux et silteux gris à patine brun clair, en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur, massifs à lamines parallèles ou entrecroisées, et de 20% de mudstone calcareux en lits de 1 à 3 cm d'épaisseur. À certains endroits, on note la présence de lits lenticulaires de grès moyen calcareux de 2 à 10 cm d'épaisseur.

L'examen en lames minces indique que les calcilutites sont des micrites très pures contenant moins de 2% de silt et d'argile. Les calcaires argileux et silteux ainsi que les mudstones calcareux renferment quelques fragments d'ostracodes, de mollusques et de crinoïdes.

Bien que nous possédions peu de données concernant les calcaires situés au nord de la faille du Grand Pabos, il semble qu'ils soient similaires aux calcaires typiques de la Formation de White Head. Nos travaux n'ont toutefois pas été assez élaborés à cet endroit pour que nous puissions établir leur stratigraphie.

Groupe de Chaleurs

Le Groupe de Chaleurs a été défini dans la région de Gascons et de Port-Daniel, le long de la baie des Chaleurs. Les travaux stratigraphiques les plus récents concernant ce groupe sont ceux de Bourque (1977) et de Bourque & Lachambre (1980). Une bande de roches sédimentaires et volcaniques siluro-dévoniennes située au nord de Maria (bande de Maria) a été cartographiée par Alcock (1935), qui ne l'a toutefois pas divisée. Nos travaux nous ont permis d'établir la stratigraphie de la bande de Maria. On a observé, selon un ordre stratigraphique ascendant, les formations de Clemville, de l'Anse Cascon, d'Armstrong Brook et de La Vieille, les volcanites de Maria (unité informelle) et la Formation de Saint-Léon. Dans la partie sud-est de la région, les formations de Clemville et de Weir ont déjà été cartographiées par Bourque & Lachambre (1980). Nos travaux n'ont fait que préciser la position de certains contacts géologiques à cet endroit. Le tableau 2 permet de comparer la stratigraphie de la bande de Maria avec celle de la région de New-Richmond, à l'est, et celle de la bande de Ristigouche, à l'ouest. L'âge de ces roches varierait de Silurien inférieur à Dévonien inférieur.

FORMATION DE CLEMVILLE (Cl)

La Formation de Clemville a été décrite pour la première fois par Schuchert & Dart (1926), qui ont établi sa coupe type sur la rivière Petite Port-Daniel (Bourque & Lachambre, 1980, pages 34 et 35). À cet endroit, la formation repose en discordance sur le Groupe de Mictaw. Elle se compose essentiellement de mudstone gris verdâtre mais contient aussi des niveaux où les lits de calcilutite sont abondants.

Dans la région, la limite inférieure de la Formation de Clemville est tracée à la disparition des calcilutites de la Formation de White Head. Sa limite supérieure est fixée à l'apparition des grès quartzeux de la Formation de l'Anse Cascon. La Formation de Clemville a une épaisseur variant de 150 à 225 m. Elle est constituée principalement de mudstone gris verdâtre foncé à vert, souvent arénacé, peu ou pas calcareux, en bancs massifs très épais, et de mudstone et siltstone calcareux, en lits de 2 à 7 cm d'épaisseur montrant parfois des lamines parallèles ou entrecroisées. Par endroits, on note la présence de grès argileux et de grès quartzeux semblables à ceux de l'Anse Cascon, en

TABLEAU 2 — Comparaison entre les formations du Groupe de Chaleurs qui se trouvent dans la bande de Maria et celles qui se trouvent dans la région de New-Richmond — Bonaventure et dans la bande de Ristigouche

<table>
<tr><th>Bande de Ristigouche
(Bourque & Lachambre, 1980, carte n° 1958)</th><th>Bande de Maria
(présent rapport)</th><th>Région de New-Richmond — Bonaventure
(Bourque & Lachambre, 1980, carte n° 1930)</th></tr>
<tr><td>Formation d'Indian Point
et Membre de Ristigouche*</td><td>Formation de Saint-Léon</td><td rowspan="2">Formation de West Point
et Membre de Black Cape*</td></tr>
<tr><td>Discordance</td><td rowspan="2">Volcanites de Maria*</td></tr>
<tr><td>Formation de West Point
et Membre de Ristigouche*</td><td rowspan="2">Formation de Gascons</td></tr>
<tr><td>Formation de Gascons</td><td></td></tr>
<tr><td>Formation de La Vieille</td><td>Formation de La Vieille</td><td>Formation de La Vieille</td></tr>
<tr><td>Formation de l'Anse à Pierre-Loiselle</td><td rowspan="3">Formation d'Armstrong Brook</td><td>Formation de l'Anse à Pierre-Loiselle</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Formation de Mann</td><td>Formation de l'Anse Cascon</td></tr>
<tr><td>Formation de l'Anse Cascon</td><td>Formation de Weir</td></tr>
<tr><td>Formation de Clemville</td><td>Formation de Clemville</td></tr>
<tr><td colspan="3">Formation de White Head (Groupe de Matapédia)</td></tr>
</table>

* Membre volcanique

lits de 5 à 15 cm d'épaisseur. Une bande de 10 à 15 m d'épaisseur constituée de minces lits de calcilutite et de calcaire très silteux, à lamines parallèles ou entrecroisées, apparaît au centre de la région; elle n'est pas sans rappeler les calcaires de la Formation de White Head. On trouve des niveaux riches en brachiopodes, en mollusques et en coraux à l'intérieur de la formation. La préservation remarquable de ces fossiles et la présence de coraux, vraisemblablement en position de vie, suggèrent que la faune observée est autochtone.

FORMATION DE WEIR (We)

La Formation de Weir est absente de la bande de Maria, mais on la trouve dans la partie sud-est de la région. Cette formation a été établie par Ayrton (1967), qui n'a toutefois pas désigné de coupe type. Bourque & Lachambre (1980) ont choisi une coupe type située à quelques kilomètres de Port-Daniel, dans le cours supérieur du ruisseau Mictaw (voir Bourque & Lachambre, 1980, page 68). Cette formation est caractérisée par des niveaux de grès arkosique à feldspaths roses. Ses limites inférieure et supérieure correspondent au premier et au dernier banc de grès arkosique. Selon Bourque & Lachambre (1980, carte n° 1930), elle possède une épaisseur d'environ 700 m et est en contact au sommet avec la Formation de l'Anse Cascon.

FORMATION DE L'ANSE CASCON (AC)

La Formation de l'Anse Cascon a été établie par Northrop (1939). Sa coupe type se situe à l'anse à Pierre-Loiselle, à l'est de Port-Daniel (Bourque & Lachambre, 1980, page 19), où elle forme une unité distincte de grès quartzeux. Dans la région, elle est constituée de grès fin quartzeux et de grès argileux en bancs de 5 cm à 1 m d'épaisseur (moyenne entre 15 et 30 cm). L'unité contient aussi quelques bancs de mudstone arénacé gris verdâtre.

Les grès quartzeux passent de gris clair à gris verdâtre très clair et sont souvent dolomitiques. Les bancs sont massifs ou plus rarement à lamines entrecroisées. L'examen en lames minces révèle que ces grès sont des arénites quartzitiques bien triées, composées de 87% de grains de quartz anguleux à subanguleux, de 3% de plagioclase et de moins de 10% de minéraux argileux et de calcite. Les grès argileux sont gris verdâtre et à grains moyens. Ils renferment, à certains endroits, quelques particules de quartz bien arrondies de 2 mm à 1 cm de diamètre. Les bancs sont massifs et parfois entièrement remaniés par des organismes fouisseurs. Généralement, la formation est peu fossilifère (quelques brachiopodes et coraux rugueux) sauf au sommet, où on observe des bancs riches en *Pentameridae*.

FORMATION D'ARMSTRONG BROOK (AB)

La Formation d'Armstrong Brook a été établie par Noble (1976). Sa coupe type se trouve dans la région de Quinn Point, dans le nord du Nouveau-Brunswick, sur la baie des Chaleurs. Cette formation silurienne se caractérise principalement par des dépôts continentaux de grès grossiers et de conglomérats rouges (Noble, 1976).

Dans la région, la Formation d'Armstrong Brook est particulièrement bien représentée dans la partie nord de la bande de Maria. À cet endroit, elle atteint une épaisseur d'environ 500 m, alors qu'au sud son épaisseur n'est plus que de 50 à 100 m.

La plus belle coupe de terrain de la Formation d'Armstrong Brook se trouve le long du ruisseau Kilmore. L'unité commence à l'apparition d'un grès lithique gris clair, moyen à grossier, contenant des feldspaths potassiques roses, en lits de 5 à 10 cm d'épaisseur, interstratifiés avec des grès fins quartzeux similaires à ceux de l'Anse Cascon. Ces roches passent rapidement à une séquence de plus de 100 m d'épaisseur de grès à grain moyen à grossier et de conglomérats rouges en bancs épais lenticulaires. On y observe des granoclassements, des lamines entrecroisées de grande amplitude et des chenaux d'érosion. Les conglomérats sont à granules et cailloux de quartz, de tuf rose, de lave, de roches sédimentaires variées et de chert noir. La matrice est un grès à grain moyen à grossier identique au grès interstratifié. En lames minces, le grès se compose de 50 à 60% de quartz, de 10 à 15% de feldspath potassique (orthose) et d'une proportion variable de fragments de roches volcaniques (tuf et lave) et sédimentaires (mudstone et arénite quartzique). On observe, autour des grains, un ciment de calcite et de 5 à 10% de minéraux argileux ou, lorsque la roche est rouge, de 15 à 20% d'oxide de fer. La moitié supérieure de la formation, soit une épaisseur stratigraphique de 250 m, se compose principalement de siltstone et de grès fin quartzeux, gris clair verdâtre, en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur; elle contient aussi quelques niveaux de grès grossier et de conglomérat lithique ainsi que de rares lits de calcaire riche en brachiopodes (*Eocoelia*). On y trouve également une bande d'environ 50 m d'épaisseur constituée de brèche volcanique et de lapillistone rouge à vert, en bancs épais et massifs. Ces volcanoclastites sont semblables à celles du membre inférieur des volcanites de Maria (VM-1). La partie sommitale de la formation contient quelques bancs de mudstone calcareux à nodules de calcaire et des calcaires argileux à coraux interstratifiés avec des grès plus ou moins argileux, en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur, et quelques rares bancs de conglomérat rouge.

FORMATION DE LA VIEILLE (LV)

Schuchert & Dart (1926) ont établi la Formation de La Vieille et ont défini sa coupe type à l'anse à Pierre-Loiselle. Bourque (1975) a toutefois redéfini cette formation. Il a désigné et décrit une coupe de référence (à la pointe Howatson, à l'ouest du quai de New-Richmond) dans laquelle la formation est exposée en entier (Bourque & Lachambre, 1980, pages 52 à 56). À cet endroit, la formation comprend un membre inférieur de calcaire nodulaire et argileux, un membre médian de calcaire algaire et un membre supérieur de calcaire nodulaire.

Dans la région, la Formation de La Vieille forme une bande de calcaire d'environ 50 m d'épaisseur qui a été corrélée avec le membre médian de Bourque & Lachambre (1980). Ses limites inférieure et supérieure sont très nettes et fixées respectivement à l'apparition et à la disparition des calcaires. L'unité se compose essentiellement de calcaire à laminites cryptalgaires et à fentes de dessiccation. En lames minces, on observe des micrites à péloïdes, des calcisphères et des ostracodes. On trouve par endroits des tufs gris verdâtre à rouges, à grain moyen à grossier, en lits de 5 à 15 cm d'épaisseur, et des calcaires algaires gris clair (biosparite à *Ortonella*). La partie supérieure de la formation se compose de calcilutite et de calcaire argileux en lits de 4 à 8 cm d'épaisseur.

VOLCANITES DE MARIA — UNITÉ INFORMELLE (VM-1 ET VM-2)

Les volcanites de Maria forment une séquence de roches volcaniques de 1 200 à 1 800 m d'épaisseur intercalée entre les formations de La Vieille et de Saint-Léon (tableau 1). Nous les avons divisées en deux membres informels: un membre inférieur de volcanoclastites (VM-1) et un membre supérieur de lave (VM-2).

Le membre inférieur (VM-1) se compose de brèche, de lapillistone et de tuf, et renferme quelques rares niveaux de lave. La brèche et le lapillistone sont gris verdâtre et se présentent en bancs épais et massifs. Ils sont constitués de blocs et de galets subarrondis à subanguleux de lave porphyrique ou massive et de tuf. Leur matrice est constituée de tuf à grain moyen à grossier. Ce tuf se compose de cristaux de plagioclase et de feldspath potassique, de quartz et de fragments de roches volcaniques. Une pâte de feldspath, de quartz et parfois de chlorite, à texture microcristalline à cryptocristalline, entoure les grains. Il arrive aussi qu'un ciment de calcite remplisse les interstices.

Le tuf comprend tous les intermédiaires entre les tufs lithiques et les tufs à cristaux. De façon générale, les tufs lithiques sont gris verdâtre ou gris rougeâtre assez foncé, à grain moyen à grossier et en lits massifs ou laminaires de 10 à 30 cm d'épaisseur. Ils se composent principalement de fragments subanguleux à anguleux de lave mafique à intermédiaire, porphyrique et massive, de tuf, et d'une proportion variable de cristaux de feldspath et de quartz. La matrice représente généralement moins de 20% de la roche et se compose de quartz et de feldspath microcristallin à cryptocristallin.

Les tufs à cristaux sont gris clair brunâtre à rougeâtre ou rose clair. Ils possèdent une composition felsique. Leur granulométrie varie d'aphanitique à phanéritique très finement grenue; ils renferment par endroits de petits porphyroblastes de quartz et de feldspath. Ces roches se présentent en bancs épais, massifs ou laminaires. En lames minces, on y observe de 25 à 80% de cristaux de

quartz et de feldspath, ces derniers étant souvent très altérés. La proportion relative de feldspath et de quartz varie grandement d'un échantillon à l'autre. La matrice qui, à l'origine était probablement un verre, varie de microcristalline à cryptocristalline et se compose de quartz (65%) et de feldspath (35%). La texture vitrophyrique est celle que l'on observe le plus fréquemment, bien que se rencontrent aussi les textures fluidale et amygdalaire; dans ce dernier cas, on observe des amygdales de calcite ou de quartz et de calcite ainsi que des structures globulaires radiales de quartz fibreux (calcédoine?).

Des niveaux de lave mafique semblable à celle du membre supérieur sont interstratifiés ici et là avec les volcanoclastites. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres.

Le membre supérieur (VM-2) se compose principalement de lave et renferme par endroits des brèches, des lapillistones et des tufs semblables à ceux du membre inférieur. La texture des laves varie de porphyrique à massive. Les laves porphyriques possèdent une composition andésitique. Elles sont gris violacé ou rougeâtres et renferment souvent des amygdales de calcite, ou de quartz et de calcite. Au microscope, on note la présence de phénocristaux de plagioclase (andésine) de 0,5 à 5 mm de diamètre qui flottent dans une matrice hypocristalline constituée de fines aiguilles de plagioclase et de matériau feldspathique cryptocristallin à amorphe. Les laves massives sont gris verdâtre foncé et semblent plus mafiques (basaltiques) que les laves porphyriques. Elles présentent, en lames minces, une texture intersertale. Les plagioclases sont en microlites de 0,1 à 0,5 mm de longueur et forment un réseau dont les interstices renferment de petits cristaux de pyroxène, et parfois d'amphibole, dans une pâte feldspathique cryptocristalline à amorphe.

FORMATION DE SAINT-LÉON (SL)

La Formation de Saint-Léon a été décrite par Crickmay (1932) et sa région type est située au nord du village de Saint-Léon-le-Grand, dans la vallée de la rivière Humqui, un affluent de la rivière Matapédia. Cette formation est, dans l'ensemble, une séquence terrigène gris verdâtre à grain fin. Dans certains secteurs, la séquence terrigène renferme aussi une unité de calcaire. On subdivise alors la séquence en trois formations: la Formation de Gascons (l'unité inférieure de siliciclastites), la Formation de West Point (le calcaire) et la Formation d'Indian Point (l'unité supérieure de siliciclastites). Cette séquence tripartite a été observée par Bourque & Lachambre (1980) à l'est et à l'ouest de la région, mais elle n'a pu être identifiée à l'intérieur de la bande de Maria (tableau 2).

Dans la région, la Formation de Saint-Léon a une épaisseur minimum d'environ 1 000 m. Son contact inférieur avec les volcanites de Maria est net et la limite supérieure n'affleure pas, étant recouverte par la Formation de Bonaventure. La Formation de Saint-Léon se compose essentiellement de mudstone et de mudstone arénacé, gris verdâtre à verts, à patine gris brunâtre, rarement calcareux et en bancs épais et massifs. À certains endroits, on note la présence de grès argileux, gris à gris verdâtre, en lits massifs ou laminaires de 10 à 50 cm d'épaisseur, et de calcaires dolomitiques, en lits nodulaires de 10 à 15 cm d'épaisseur ou en nodules dans le mudstone. Les lits de grès argileux sont généralement groupés en bandes de 3 à 10 m d'épaisseur ou ils se présentent en couches diffuses dans le mudstone.

À de rares endroits, la formation renferme des niveaux de lave de quelques mètres d'épaisseur, des lits de tuf et quelques bancs de conglomérat. Les laves contiennent parfois des fragments de roches sédimentaires (mudstone, siltstone ou calcaire) de 10 à 20 cm de diamètre. Les conglomérats se présentent en lits de 0,5 à 1,2 m d'épaisseur; ils se composent de fragments subarrondis (1 à 10 cm de diamètre) de lave porphyrique à massive et de roches sédimentaires, et d'une matrice de grès argileux moyen à grossier. Certains fragments de laves sont encroûtés par des stromatopores très bien préservés.

La Formation de Saint-Léon est, par endroits, très fossilifère. On y observe des brachiopodes, des crinoïdes (souvent encore articulés en tiges de plusieurs centimètres de longueur), de petits coraux tabulés et rugueux, des trilobites et des bryozoaires.

Roches intrusives (Dia, Dio et Fel)

Les roches intrusives (Silurien tardif ou plus récent) se présentent le plus souvent en petits filons-couches de quelques mètres d'épaisseur. Elles se composent de diabases (Dia), de diorites (Dio) et de felsites (Fel). On trouve des diabases et des felsites à tous les niveaux stratigraphiques, à l'exception de la Formation de Bonaventure. Toutefois, on ne trouve des diorites qu'à la base du Groupe de Chaleurs, au nord de la bande de Maria.

Les **diabases (Dia)** sont gris verdâtre foncé, à grain fin et massives; elles contiennent, çà et là, des porphyroblastes de plagioclase et des amygdales de calcite. Au microscope, on observe des lattes de plagioclase et, en faible quantité, de petits cristaux de pyroxène, des minéraux des argiles et des carbonates. Les filons-couches de diabase ne semblent présents qu'à l'ouest de la faille de Grande-Cascapédia, dans la partie ouest de la région. On les trouvent principalement à proximité des failles importantes et ils apparaissent antérieurs au dernier mouvement de celles-ci; des enclaves de quelques mètres de diamètre sont souvent coincées à l'intérieur des zones de cisaillement. On trouve aussi quelques masses assez importantes (plus de 100 m d'épaisseur) au pied du mont Saint-Joseph, au sud de la faille du même nom. Ces roches avaient depuis longtemps été considérées comme des laves appartenant au Groupe de Chaleurs. Après avoir effectué la cartographie de ce secteur, il nous semble plus probable qu'il s'agisse d'intrusions. On rencontre une autre masse importante de roches mafiques au sud du ruisseau Mius, dans la Formation de Saint-Léon. Ces roches sont identiques aux diabases, mais il pourrait s'agir d'une épaisse coulée de lave.

Les **diorites (Dio)** à grain fin à moyen sont grises et contiennent de 20 à 30% de phénocristaux de feldspath rose de 1 à 5 mm de diamètre. À certains endroits, les filons-couches renferment de petits rubans de 2 à 3 cm d'épaisseur, parallèles à la stratification, constitués exclusivement de cristaux de feldspath rose dont les grains varient de moyens à grossiers. Bien que ces cristaux soient roses, il s'agirait, selon les tests de coloration que nous avons effectués, de plagioclase. Les plagioclases représentent de 65 à 75% de la roche, le quartz de 5 à 10%, la chlorite de 3 à 15%, les pyroxènes de 3 à 20% et la hornblende de 2 à 3%. Les pyroxènes se présentent parfois en petits phénocristaux de 1 à 2 mm de diamètre.

Les **felsites (Fel)** sont grises, aphanitiques ou à grain très fin, massives ou parfois porphyriques, et elles contiennent des cristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique de 1 à 2 mm de diamètre. Elles se composent de 70 à 80% de feldspath, de 10 à 15% de quartz et de 5 à 15% de chlorite. À l'ouest de la faille de Grande-Cascapédia, les filons-couches de felsites sont minces (moins d'un mètre d'épaisseur) et peu nombreux. On peut les trouver, tout comme les diabases, en enclaves à l'intérieur de zones cisaillées. Vers l'est, ils ont généralement de 2 à 3 m d'épaisseur et, à l'occasion, ils semblent former des masses assez importantes. Deux de ces masses ont été observées: la première se situe un peu à l'est de la faille de Grande-Cascapédia, au nord de Saint-Jules-de-Cascapédia; la seconde se trouve le long de la faille du lac Harriman, à environ 4 km au nord-est du lac du même nom.

Formation de Bonaventure (Bo)

La Formation de Bonaventure tire son nom de l'île Bonaventure, située près de Percé. Alcock (1935) la considère équivalente à la Formation de Cannes de Roches et croit qu'elle est approximativement du même âge, c'est-à-dire d'âge pennsylvanien (Carbonifère supérieur). Des travaux plus récents effectués sur les spores (Rust, 1982) laissent supposer qu'elle serait d'âge viséen (Mississippien). Cette formation est constituée de dépôts continentaux qui recouvrent en discordance angulaire les séquences plus anciennes. Les strates sont presque toujours subhorizontales mais ont été, par endroits, redressées à la verticale par suite de mouvements s'étant produits le long de failles au Carbonifère ou durant la période postcarbonifère. Nous avons observé de tels mouvements le long des failles de Petit-Montréal et de Grande-Cascapédia.

La Formation de Bonaventure se compose de conglomérat, de grès rouge et, en quantité moindre, de shale rouge. Les conglomérats se présentent en bancs massifs de 1 à 3 m d'épaisseur. À certains endroits, on trouve des chenaux d'érosion à la base des lits. La granulométrie de la fraction conglomératique varie de 0,2 à 10 cm de diamètre, celle-ci étant composée de fragments subarrondis à arrondis de roches volcaniques et sédimentaires variées, de quartz et de chert. La matrice gréseuse, de composition semblable aux grès, représente 30% de la roche. Les grès à grain moyen à grossier se présentent en lits de 20 cm à 1 m d'épaisseur. On y note des lamines obliques à grande échelle, des granoclassements et des chenaux. La fraction gréseuse se compose de grains subanguleux à arrondis de même composition que les fragments des conglomérats. Le ciment de calcite représente de 20 à 30% de la roche.

Une carrière située sur la route McKay, à environ 2 km au sud de Saint-Jules-de-Cascapédia, contient un niveau d'environ 5 m d'épaisseur de calcaire cristallin gris verdâtre très clair, en bancs massifs. Ces calcaires se trouvent habituellement à la base de la Formation de Bonaventure.

Plis

Les travaux de Béland & Vennat (1979) et de Malo (en préparation) montrent que deux phases de plissement ont affecté les roches de l'anticlinorium d'Aroostook — Percé lors de l'orogenèse acadienne. La première a produit de grands plis NW-SE sans clivage. La seconde, de loin la plus importante, a produit des plis NE-SW associés à un clivage de plan axial pénétratif. La région de Maria ne semble avoir été affectée que par la seconde phase de plissement. Les quelques plis mineurs NW-SE sont situés à proximité des zones de failles et sont probablement des déformations liées aux mouvements de ces dernières.

ANALYSE STRUCTURALE

Sept domaines structuraux ont été établis dans la région (figure 3) afin de préciser l'attitude des plis, du clivage S_2 et des linéations L_2^0. La compilation des données structurales a été réalisée à l'aide du programme informatique STATIS du MER. Les stéréogrammes sont illustrés aux figures 4, 5, 6, 7 et 8. Les stéréogrammes des stratifications S_0 et des clivages S_2 représentent respectivement la projection des pôles des plans de stratification et de clivage, tandis que les stéréogrammes des linéations L_2^0 représentent directement la projection des linéations. Le tableau 3 montre les résultats obtenus pour chaque domaine. Dans le cas d'une distribution en ceinture des pôles, le pôle du plan de dispersion (ceinture) des stratifications donne l'axe β des plis et le pôle du plan de dispersion des clivages représente un axe de déformation du clivage. Dans le cas d'une distribution en amas, l'orientation de la stratification S_0, des clivages S_2 et des linéations L_2^0 correspond à la valeur moyenne des données analysées. À noter, finalement, que l'axe β et le clivage moyen de chaque domaine ont été reportés sur le stéréogramme des linéations afin de mieux illustrer les relations qui existent entre ces trois éléments structuraux.

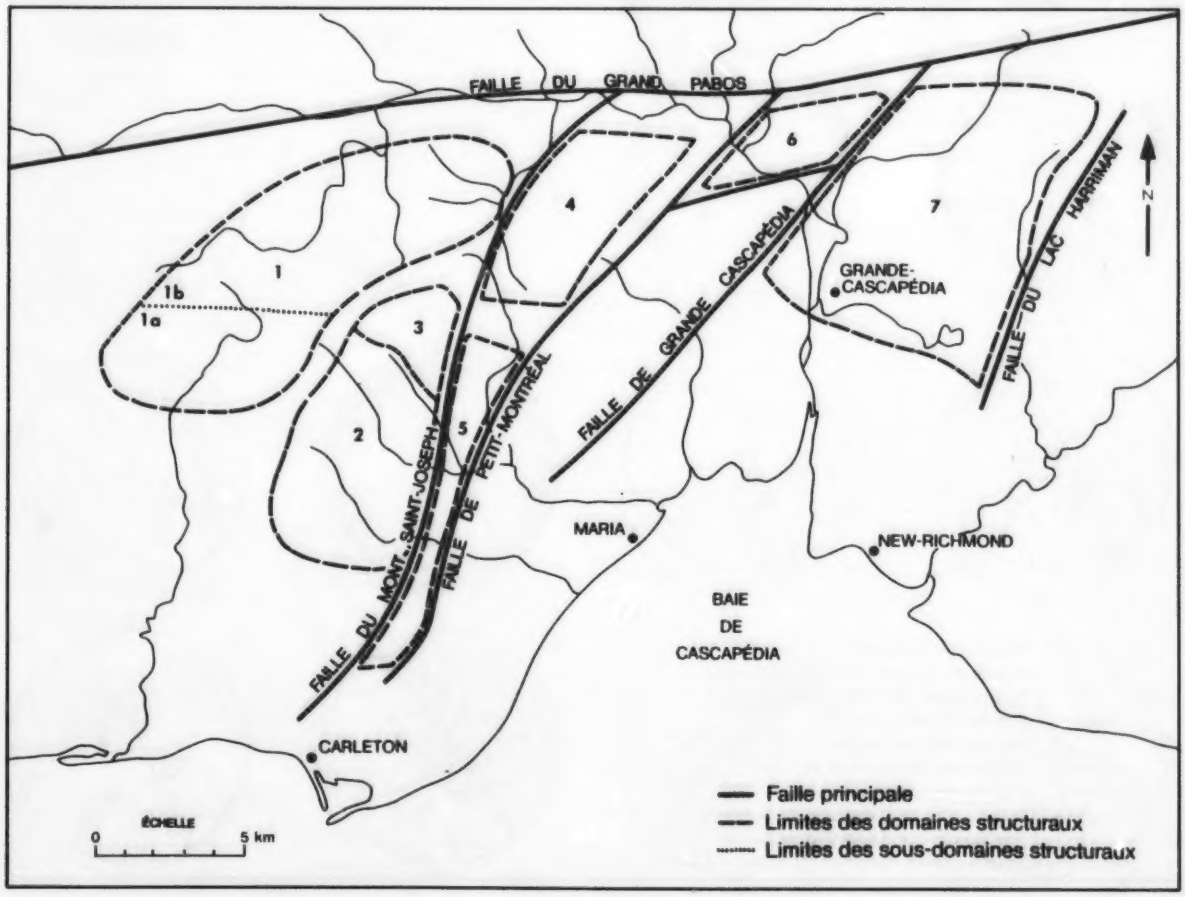

FIGURE 3 — Localisation des domaines structuraux.

TABLEAU 3 — Résultats de la compilation statistique des données structurales

Domaine	S_0		S_2		L_2^0	
	Ceinture (axe β)	Amas	Ceinture (pôle)	Amas	Ceinture (plan)	Amas
1	231°/49°	—	316°/83°	207°/82°*	205°/77°	222°/53°*
1a	231°/39°	—	—	205°/82°	202°/82°	209°/36°*
1b	236°/55°	—	332°/82°	214°/83°*	217°/73°	313°/71°*
2	247°/52°	—	—	208°/81°	210°/74°	222°/36°*
3	261°/27°	—	—	197°/74°	—	330°/70°
4	249°/60°	—	311°/84°	197°/83°*	180°/76°	193°/33°*
5	—	229°/74°	—	221°/79°	223°/84°	228°/37°*
6	271°/43°	—	—	221°/81°	182°/78°	212°/55°*
7	238°/40°	—	—	—	—	—

* Valeur moyenne des données analysées pour une distribution en ceinture.

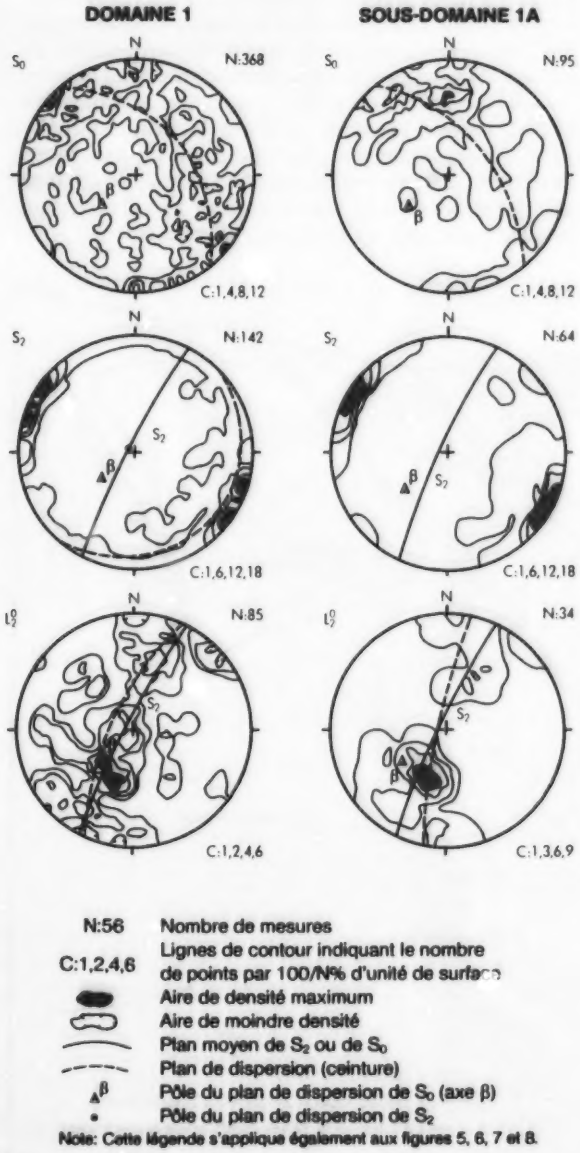

FIGURE 4 — Stéréogrammes de compilation des stratifications S_0, des clivages S_2 et des linéations L_2^0 pour le domaine 1 et le sous-domaine 1a.

Domaine 1 — Le domaine 1 correspond à un grand synclinal situé à l'ouest de la région (figure 3 et carte hors texte). Selon le stéréogramme, l'axe β de ce pli est orienté en moyenne à 231°/49°[1] (tableau 3 et figure 4). Le clivage S_2 possède une orientation moyenne de 207°/82°, mais sa distribution en ceinture indique que le clivage est déformé selon un axe orienté à 316°/83°. On constate, à partir de l'analyse des sous-domaines 1a et 1b (figures 4 et 5),

1. La première valeur correspond à l'azimuth et la seconde, au pendage des plans ou au plongement des éléments linéaires.

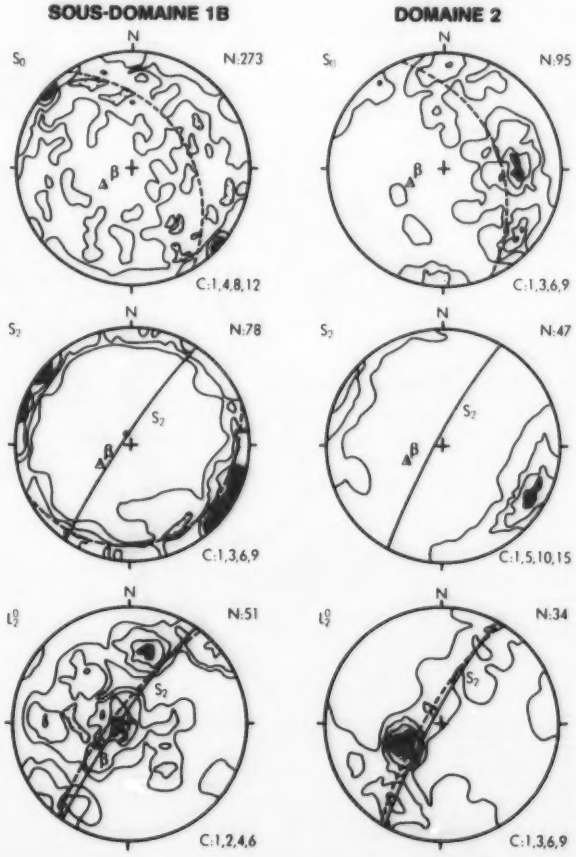

FIGURE 5 — Stéréogrammes de compilation des stratifications S_0, des clivages S_2 et des linéations L_2^0 pour le sous-domaine 1b et le domaine 2.

que le clivage n'est déformé que dans le sous-domaine 1b. L'axe de déformation y est orienté à 332°/82°. Les linéations du domaine 1 se répartissent dans un plan (ceinture) orienté à 205°/77°, ce qui se rapproche du plan moyen des clivages. Plusieurs linéations s'écartent toutefois considérablement de ce plan (figure 4).

Domaines 2 et 3 — Les domaines 2 et 3 correspondent à un grand synclinal tronqué à sa limite nord-est par la faille du mont Saint-Joseph (figure 3 et carte hors texte). Nous avons divisé ce synclinal en deux domaines, car il est très complexe là où la faille le recoupe (domaine 3). Il devient alors légèrement déversé vers le SE et affecté de nombreux plis secondaires.

L'analyse du domaine 2 montre que l'axe du synclinal est orienté en moyenne à 247°/52° (tableau 3 et figure 5), alors que le clivage est orienté à 208°/81°. Il existe donc un écart de 39° entre le clivage et le plan axial du pli. Les linéations se distribuent dans un plan orienté à 210°/74°, ce qui se rapproche du plan du clivage. Leur répartition semble donc contrôlée par la même phase de déformation qui a produit le clivage.

Dans le domaine 3 (figure 6), l'axe du pli est orienté à 261°/27°. Ce résultat doit cependant être interprété avec précaution en raison de la complexité structurale de ce secteur. Le clivage a une orientation moyenne de 197°/74°. Il n'est donc pas coplanaire au plan axial du pli. L'orientation moyenne des linéations est de 330°/70°.

Domaine 4 — Ce domaine se trouve au centre-nord de la région (figure 3). Il correspond à un synclinal dont l'axe est orienté à 249°/60° (tableau 3 et figure 6). Le clivage est orienté en moyenne à 197°/83° mais montre une distribution en ceinture indiquant une certaine déformation selon un axe orienté à 311°/84°. L'attitude du clivage semble donc similaire à celle du clivage du sous-domaine 1b. Les linéations se distribuent, en gros, dans un plan orienté à 180°/76°, ce qui se rapproche de la direction du clivage moyen (197°/83°).

Le synclinal du domaine 4 plonge vers le SW (249°/60°). Toutefois, à la limite sud du domaine, il plonge vers le NE (carte géologique hors texte). Ce changement dans le plongement du pli a produit un bassin structural où l'on peut voir l'unité Pa-1 de la Formation de Pabos entourée de roches appartenant au Groupe d'Honorat.

Domaine 5 — Ce domaine limite une séquence monoclinale déversée vers le SE et en grande partie située entre les failles du mont Saint-Joseph et de Petit-Montréal (figure 3). Les stratifications, les clivages et le plan de dispersion des linéations sont subparallèles et orientés res-

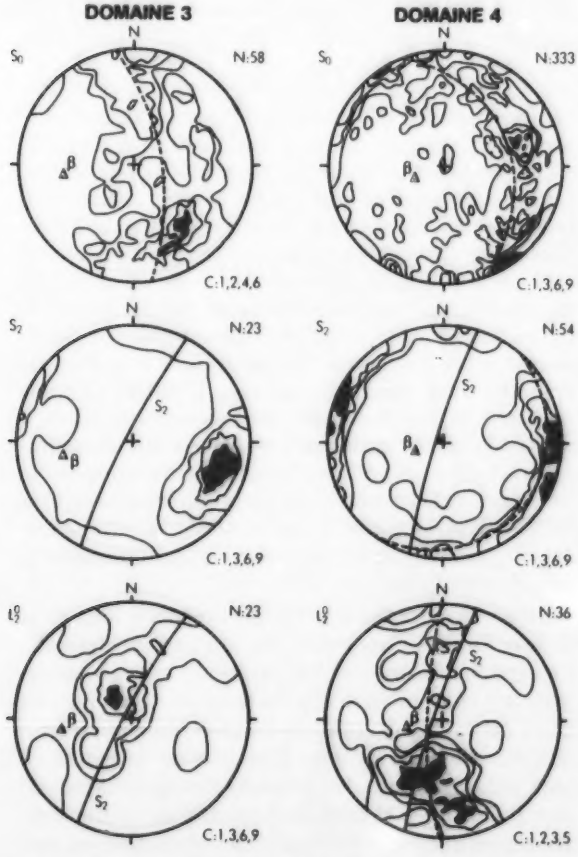

FIGURE 6 — Stéréogrammes de compilation des stratifications S_0, des clivages S_2 et des linéations L_2^0 pour les domaines 3 et 4.

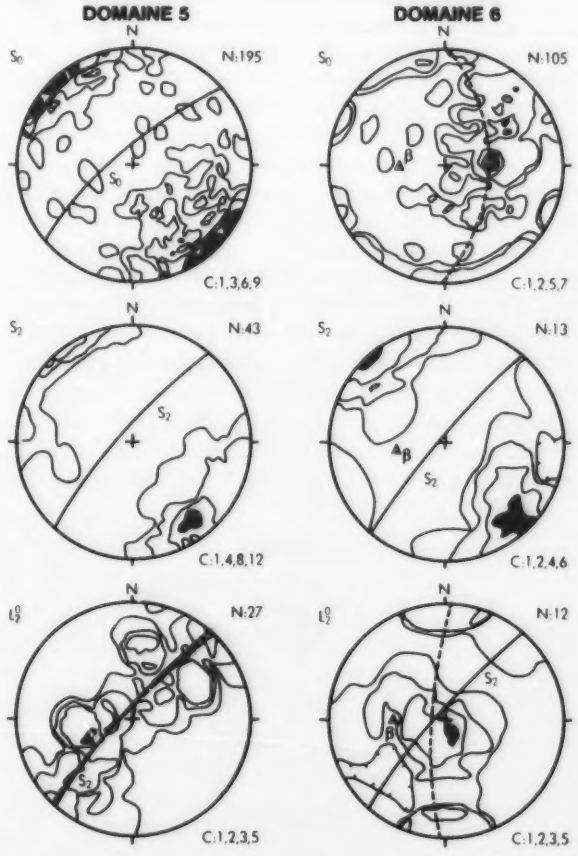

FIGURE 7 — Stéréogrammes de compilation des stratifications S_0, des clivages S_2 et des linéations L_2^0 pour les domaines 5 et 6.

pectivement à 229°/74°, 221°/79° et 223°/84° (tableau 3 et figure 7). On trouve néanmoins quelques plis mineurs dans la partie nord du domaine.

Domaine 6 — Le domaine 6 forme, dans le nord de la région (figure 3), un losange délimité par des failles. Aucun axe de pli important n'a pu être tracé dans ce secteur. L'attitude des stratifications indique toutefois que l'orientation moyenne des axes de plis mineurs est de 271°/43°. Le clivage est orienté en moyenne à 221°/81° et n'est donc pas coplanaire aux plans axiaux. Les linéations se distribuent selon un plan mal défini orienté en gros à 182°/76°.

Domaine 7 — Le domaine 7 limite un grand synclinal situé dans l'est de la région (figure 3). La compilation des pôles de stratification indique que l'axe du synclinal est orienté à 238°/40° (tableau 3 et figure 8). Le faible nombre de mesures de clivage S_2 effectuées n'a pas permis de réaliser l'étude statistique des clivages et des linéations.

DISCUSSION

Les plis importants qu'on trouve dans la région sont orientés en gros NE-SW et plongent modérément vers le SW. Les domaines 3 et 6 renferment toutefois des plis qui sont orientés presque E-W et qui plongent vers l'W. Le clivage S_2 est assez constant et est orienté environ NNE-SSW avec un pendage abrupt vers l'WNW. Aucun domaine ne montre un clivage coplanaire au plan axial des plis. L'écart entre ces deux plans varie de 24 à 64°. Selon Powell (1974) et Borradaile (1978), il est possible qu'un clivage non coplanaire au plan axial des plis se produise en même temps que le plissement ou après celui-ci dans un système évoluant dans une même phase de déformation; ils appellent ces plis des «transected folds». Dans notre cas, il semble qu'un tel clivage, développé tardivement, expliquerait bien les écarts considérables rencontrés. Vennat (1979) a d'ailleurs proposé cette hypothèse dans l'étude structurale de la région située immédiatement au SW de la nôtre. L'écart maximum qu'il a observé entre le clivage et le plan axial des plis était de 40°.

Le clivage dans le sous-domaine 1b et le domaine 4 semble avoir été légèrement plissé selon des axes orientés respectivement à 332°/82° et 311°/84°. Une phase de déformation tardive orientée en gros NW-SE pourrait expliquer ce phénomène ainsi que la présence de quelques plis mineurs NW-SE observés sur le terrain. Toutefois, il est possible que l'analyse statistique du clivage de ces deux secteurs ne reflète, en fait, que des variations locales de la direction du clivage, qui seraient dues à des variations importantes de la compétence des roches ou à des mouvements tardifs survenus le long de plans de failles. Ces mouvements pourraient aussi être à l'origine des plis mineurs NW-SE.

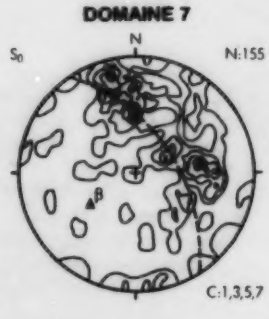

FIGURE 8 — Stéréogramme de compilation des stratifications S_0 pour le domaine 7.

Failles

FAILLES NNE-SSW

Les failles du mont Saint-Joseph, de Petit-Montréal et de Grande-Cascapédia recoupent la partie centrale de la région cartographiée selon une direction générale NNE-SSW (carte géologique hors texte). À certains endroits, des failles secondaires de direction NE-SW relient les failles principales entre elles.

Les failles du mont Saint-Joseph et de Petit-Montréal sont interprétées comme des failles inverses à pendage abrupt vers l'WNW. Le long de leur trace, on rencontre des zones fortement cisaillées où la roche est parfois réduite à une hyalomylonite, des zones dolomitisées et silicifiées ainsi que des plis-failles de faible envergure. Ces plis-failles ont des directions allant de N-S à NE-SW, et leur plongement semble très variable. Ils sont déjetés ou déversés vers l'E et recoupés par des failles généralement N-S à pendage abrupt ou modéré vers l'W. Ces plis-failles pourraient correspondre, à une plus grande échelle, à d'épaisses séquences déversées comme celles qu'on rencontre dans le domaine 5 ou dans la partie sud du domaine 6 (figure 3 et carte géologique hors texte), ainsi qu'à certains plis déversés comme ceux qu'on trouve dans le domaine 3 et immédiatement à l'est du domaine 4. On peut aussi observer, à l'intérieur des zones de déformation reliées aux failles du mont Saint-Joseph et de Petit-Montréal, des décrochements senestres ou, plus rarement, dextres le long de plans de failles mineurs. Il semble donc que des décrochements se soient aussi produits le long de ces failles. Enfin, l'attitude subverticale des strates de la Formation de Bonaventure, le long de la faille de Petit-Montréal, à l'ouest de Maria, montre que des mouvements post-carbonifères se sont produits le long de cette faille.

On a rencontré très peu d'affleurements le long de la faille de Grande-Cascapédia. Au nord de Saint-Jules-de-Cascapédia, on observe des intrusions acides transformées par endroits en mylonites dans des zones broyées de 1 à 3 m de largeur et de direction N-S. Toutefois, aucun élément structural ne nous renseigne sur la nature de cette faille. Pourtant, les relations stratigraphiques de part et d'autre de la faille de Grande-Cascapédia indiquent bien que le compartiment est s'est soulevé par rapport à celui de l'ouest (voir les coupes structurales sur la carte géologique hors texte). La présence de failles inverses

importantes dans la région cartographiée (faille du mont Saint-Joseph et faille de Petit-Montréal) et le patron structural qu'elles dessinent avec la faille de Grande-Cascapédia suggèrent que cette dernière est aussi une faille inverse. Au sud-ouest de Saint-Jules-de-Cascapédia, les roches de la Formation de Bonaventure sont manifestement cisaillées et redressées à la verticale à proximité de la faille de Grande-Cascapédia. Ces dépôts, d'âge carbonifère, ne se trouvent qu'à l'est de la faille et suggèrent un effondrement post-carbonifère de ce compartiment.

La présence de la faille du lac Harriman, de direction NNE-SSW, a été interprétée à partir des relations lithostratigraphiques et de l'attitude générale de la structure des roches observées dans ce secteur. Elle est toutefois mal définie et son tracé reste approximatif. Elle semble oblitérer partiellement un anticlinal et elle a produit un décrochement dextre apparent des contacts géologiques.

FAILLE DU GRAND PABOS

La faille du Grand Pabos est une faille de décrochement dextre qui traverse le nord de la région d'est en ouest. Elle constitue un élément structural majeur de la Gaspésie. Elle s'étend de Chandler, à l'est, jusqu'au nord de Nouvelle, à l'ouest, où elle est relayée par la faille de Ristigouche (Malo, 1986). Nous nous sommes servis des travaux de Goyer *et al.* (1984) pour suivre le tracé de cette faille dans la région.

Les plis NE-SW et les failles NNE-SSW que nous avons cartographiés s'incurvent vers l'est à proximité de la faille du Grand Pabos, ce qui est en accord avec le décrochement dextre observé ailleurs le long de cette faille. L'analyse photostéréoscopique de la région cartographiée montre que ces structures se limitent au compartiment sud de la faille. Au nord de celle-ci, le grain structural est franchement ENE-WSW et vient se buter contre elle. Il semble donc qu'au moins une partie du décrochement de la faille du Grand Pabos soit postérieure aux plis et aux failles rencontrés au sud.

Relations entre les plis et les failles NNE-SSW

Les failles NNE-SSW sont postérieures aux grands plissements NE-SW; elles recoupent en effet les axes et les flancs des plis. Selon les travaux de Powell (1974) et de Borradaile (1978) sur les «transected folds», il semble toutefois possible d'inclure ces failles à l'intérieur d'un système de contraintes non coaxiales mais évoluant dans une même phase de déformation. L'analyse structurale a démontré que le clivage S_2 est orienté NNE-SSE et qu'il n'est pas coplanaire au plan axial des plis. La direction du clivage et ses relations avec les plis sont donc similaires à celles des failles. Nous proposons donc, avec réserve, le modèle de déformation suivant: une contrainte NW-SE a d'abord produit les plis majeurs; par la suite, la direction de la contrainte a obliqué vers l'ouest, produisant le clivage S_2 et les failles NNE-SSW vers la fin de la phase de déformation.

Histoire géologique

Le Groupe d'Honorat est une séquence à turbidites terrigènes sédimentée au Caradocien et à l'Ashgillien (Ordovicien tardif). Il est en partie du même âge que le sommet de la Formation de Cloridorme (Riva, 1981), situé dans le nord de la péninsule gaspésienne, et que les sommets des groupes d'Elmtree et de Tétagouche, situés au Nouveau-Brunswick (Ruitenberg *et al.*, 1977). Contrairement à ces groupes, le Groupe d'Honorat ne semble pas avoir été affecté par l'orogenèse taconienne. Selon Ruitenberg *et al.* (1977), il représente les dépôts d'un bassin sédimentaire synorogénique.

Les dépôts de l'unité Ho-1 sont de fines turbidites accumulées en position distale, et ceux de l'unité Ho-2 correspondent à la progradation de faciès grossiers proximaux, probablement rattachés à des cônes sous-marins. Quelques mesures de paléocourant effectuées dans la région de Matapédia (Ducharme, 1979) suggèrent que la source des sédiments du Groupe d'Honorat se situe au sud. Vennat (1979) est arrivé à la même conclusion et a mentionné que les clastes des conglomérats du mont Saint-Joseph proviennent probablement de l'érosion du Groupe de Tétagouche (laves basiques et tufs acides) au Nouveau-Brunswick. On trouve, dans la partie supérieure du Groupe d'Honorat, une sédimentation de boue calcaire du même âge que les dépôts terrigènes. En effet, on rencontre des lentilles de mudstone calcareux (sous-unité Ho-2c) représentant un apport de sédiment calcaire d'importance comparable à celui de l'unité inférieure (Pa-1) de la Formation de Pabos. Ces lentilles suggèrent qu'une partie du Groupe d'Honorat s'interdigite avec la Formation de Pabos vers l'ouest de la région (figure 2).

Il est généralement convenu que les boues calcaires qui ont formé le Groupe de Matapédia (formations de Pabos et de White Head) proviennent d'une plate-forme située au nord (plate-forme d'Anticosti), car aucune source plausible ne peut être observée au sud. Par conséquent, les relations entre la Formation de Pabos et le Groupe d'Honorat dans la région cartographiée témoignent de l'interaction de deux sources différentes.

L'unité supérieure Pa-2 de la Formation de Pabos est formée en grande partie de dépôts terrigènes semblables à ceux du Groupe d'Honorat et de quelques bandes calcareuses rappelant l'unité Pa-1 de cette même formation. Il semble toutefois que l'environnement de dépôt se soit modifié quelque peu. La bioturbation qui affecte cette unité représente probablement une diminution de la profondeur de l'eau dans le bassin.

La Formation de White Head (WH) marque le début du Silurien dans la région. Elle représente probablement des turbidites calcaires provenant d'une plate-forme située au nord du bassin. Au cours du Silurien, une régression continue a affecté le bassin. Cette régression s'est manifestée de façon marquée au Llandovérien supérieur (C3 à C5) avec la formation des grès et des conglomérats rouges de la Formation d'Armstrong Brook (AB). Ces dépôts sont en partie d'origine continentale, tout comme c'est le cas au Nouveau-Brunswick (Noble, 1976).

Les laminites cryptalgaires à fentes de dessiccation de la Formation de La Vieille (LV) indiquent qu'il y a eu un milieu marin intertidal ou infratidal supérieur pendant le Wenlockien. Le milieu d'accumulation des volcanites de Maria (VM) est en partie marin. Au cours d'une visite récente (1987), nous avons observé des laves coussinées. Toutefois, ce milieu a pu subir bien des variations pendant l'accumulation des volcanites. Quoi qu'il en soit, l'importance de l'empilement volcanique entre la Formation de La Vieille (LV) et celle de Saint-Léon (SL) suggère qu'une période de subsidence active a affecté la région de Maria entre le Wenlockien et le Dévonien inférieur (Gédinnien inférieur). L'abondance de la faune gédinienne dans la Formation de Saint-Léon suggère un milieu marin de bathymétrie faible ou moyenne. Par la suite, une nouvelle phase régressive a affecté le sud de la Gaspésie jusqu'au Dévonien tardif. Un peu à l'ouest de la région, les dépôts continentaux des formations de La Garde, Pirate Cove et Escuminac, dont l'âge varie de dévonien précoce à dévonien tardif, témoignent de cette régression.

C'est au cours de l'orogenèse acadienne (Dévonien tardif) que s'est produite la déformation des roches de la région. Dans un premier temps, de grands plissements orientés NE-SW ont été produits. Par la suite, une compression plus accentuée a engendré un système de failles inverses orienté NNE-SSW. Finalement, la faille du Grand Pabos a recoupé les plis et les failles NNE-SSW; l'entraînement de ces structures le long de la faille indique qu'un mouvement dextre s'est produit.

La Formation de Bonaventure (Carbonifère) repose en discordance angulaire sur les séquences plissées plus anciennes. Elle représente l'érosion d'un relief acadien et l'accumulation de sable et de gravier en milieu continental. Les roches de cette formation n'ont pas été déformées, à l'exception des strates situées près des failles de Petit-Montréal et de Grande-Cascapédia. Lors de la déformation acadienne, ces failles inverses se seraient transformées en failles normales. Cette période de distension fut d'ailleurs caractérisée par la formation de grabens dans le sud du Nouveau-Brunswick et en Nouvelle-Écosse.

Un indice de stibine, situé à environ 2 km à l'est du lac Harriman et qu'a décrit Alcock (1935), a fait l'objet de travaux d'exploration réalisés par la SOQUEM durant l'été de 1982 (Landry, 1983). Des levés géochimiques de sols et de sédiments de ruisseau ainsi que des tests de polarisation provoquée et des travaux de décapage ont été effectués, et des tranchées ont été creusées. Les tranchées sont presque disparues sous un couvert organique épais, mais on peut toutefois y trouver quelques blocs de quartz minéralisés en stibine. Selon Landry (1983), la minéralisation est associée à des zones de failles N-S dans lesquelles les roches sont fortement silicifiées. Elle se trouve dans des veines de quartz ou est finement disséminée dans les conglomérats du Groupe d'Honorat. Des analyses lithogéochimiques ont parfois donné des valeurs variant de 230 à 1 350 ppb d'or. Il nous semble que la faille du lac Harriman, qui passe un peu à l'ouest de l'indice, pourrait être associée à cette minéralisation. Au nord de l'indice, quelques zones silicifiées ainsi qu'une intrusion de felsite de dimension considérable ont été découvertes. Même si nous n'y avons pas trouvé d'indices minéralisés, nous pensons que ce secteur mériterait d'être exploré.

La région de Clos-des-Ormes, située à environ 4 km à l'ESE du lac Sansfaçon, contient des roches qui sont souvent fortement dolomitisées et silicifiées. Ces altérations affectent les grès et les conglomérats du Groupe d'Honorat, le long de la faille du mont Saint-Joseph et le long d'une faille secondaire NE-SW. Nous n'avons toutefois découvert aucune minéralisation ayant un potentiel économique dans ce secteur.

Enfin, mentionnons la présence de quelques petits indices minéralisés au nord immédiat de Carleton, un peu à l'ouest de la région. Les travaux d'Alcock (1935), de la SOQUEM (Dionne, 1969 et Kovacik, 1973) et de Simard (1984) traitent de ces indices en détail. Il s'agit de faibles minéralisations en stibine, en galène et en chalcopyrite vraisemblablement reliées à des intrusions de composition acide et parfois mafique ainsi qu'à des failles N-S (Simard, 1984).

Références

ALCOCK, F.J., 1935 — Géologie de la région de la baie des Chaleurs. Commission géologique du Canada; mémoire 183, 165 pages.

AYRTON, W.G., 1967 — Région de Chandler — Port-Daniel. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-120, 97 pages.

BÉLAND, J. — VENNAT, G., 1979 — Notes sur les groupes d'Honorat et de Matapédia dans la région de Carleton — Saint-Omer, Gaspésie, Québec. Commission géolo gique du Canada; étude 79-1B, pages 13 à 15.

BORRADAILE, G.J., 1978 — Transected folds: a study illustrated with examples from Canada and Scotland. Geological Society of America Bulletin; Volume 89, pages 481 to 493.

BOURQUE, P.A., 1973 — Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal de l'est de la Gaspésie: secteur oriental du complexe de la baie des Chaleurs. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-231, 13 pages.

_____ 1975 — Lithostratigraphic framework and unified nomenclature for Silurian and basal Devonian rocks in eastern Gaspé Peninsula, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 12, pages 858 to 872.

_____ 1977 — Le Silurien et le Dévonien basal du nord-est de la Gaspésie. Ministère des Richesses naturelles, Québec; ES-29, 232 pages.

BOURQUE, P.A. — LACHAMBRE, G., 1980 — Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal du sud de la Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ES-30, 123 pages.

BOURQUE, P.A. — GOSSELIN, C., 1986 — Stratigraphie du Silurien et du Dévonien basal de la Gaspésie. *Dans* Rapport intérimaire sur la synthèse stratigraphique et paléogéographique du bassin silurien de Gaspésie — Matapédia — Témiscouata. *Éditeur* P.A. Bourque. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 86-34, 49 pages.

CLARKE, J.M., 1908 — Early Devonic history of New York and Eastern North America. New York State Museum of Natural History; Memoir 9, 366 pages.

CRICMAY, G.W., 1932 — Evidence of Taconic orogeny in Matapedia Valley, Québec. American Journal of Science; 5th series, Volume 24, pages 368 to 386.

CUMMING, L.M., 1961 — Formation du Silurien et du Dévonien inférieur dans l'est de la péninsule de Gaspé, Québec. Commission géologique du Canada; mémoire 304, 47 pages.

DIONNE, G.M., 1969 — Sous-projet Carleton 11-360, comté de Bonaventure. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-24839.

DUCHARME, D., 1979 — Pétrographie d'une partie du flysh de l'Ordovicien supérieur et du Silurien inférieur — Anticlinorium d'Aroostoock — Percé, Gaspésie, Québec. Université de Montréal; mémoire de maîtrise.

GOSSELIN, C., 1985 — Géologie de la région de Maria. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 85-01, 17 pages.

GOSSELIN, C. — SIMARD, M., 1983 — Évaluation du potentiel minéral de la région de Nouvelle. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-13, 24 pages.

GOYER, M. — LANGLAIS, L., 1987 — Évaluation du potentiel économique de la région de la faille du Grand Pabos. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-08, 48 pages.

KINDLE, E.M., 1938 — The correlation of certain Devonian faunas of eastern and western Gaspé. Bulletin of American Paleontology; 24 (82), pages 1 to 52.

KOVACIK, J., 1973 — Projet 19-360, Carleton. Ministère des Richesses naturelles, Québec; GM-29056.

LANDRY, D., 1983 — Rapport des travaux. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-39686.

MALO, M., (en préparation) — Stratigraphie et structure de l'anticlinorium d'Aroostoock — Percé au nord de la faille du Grand Pabos, région de Chandler et de Grande Rivière, Gaspésie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-06.

_____ 1986 — L'anticlinorium d'Aroostoock — Percé au nord d'Escuminac. Ministère de l'Énergie et des Ressources; MB 86-72, pages 4 à 7.

MALO, M. — BÉLAND, J. — GOSSELIN, C. — SKIDMORE, W.B., 1984 — L'anticlinorium d'Aroostoock — Percé de Carleton à Percé. *Dans* Géologie et métallogénie de la Gaspésie et de la région de la fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 84-18, pages 17 à 36.

McGERRIGLE, H.W., 1946 — A revision of the Gaspé Devonian. Transactions of the Royal Society of Canada; 3th Series, Section IV, Volume XL, pages 41 to 54.

MER, 1983 — Atlas géochimique des sédiments de ruisseau de la partie occidentale de la région de la baie des Chaleurs. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 82-12.

NOBLE, J.P.A., 1976 — Silurian stratigraphy and paleogeography, Pointe Verte area, New Brunswick, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 13, pages 537 to 546.

NORTHROP, S.A., 1939 — Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port-Daniel — Black Cape region, Gaspé. Geological Society of America; Special Paper 21; 302 pages.

PETRYK, A.A., 1982 — Aulacerid ecostratigraphy of Anticosti Island, and its bearing on the Ordovician — Silurian boundary and the upper Ordovician glacial episode. Third North America Paleontological Convention; Volume 2, pages 393 to 399.

POWELL, McA., 1974 — Timing of slaty clivage during folding of Precambrian rocks, northwest Tasmania. Geological Society of America Bulletin; Volume 85, pages 1043 to 1060.

RIVA, J., 1981 — Graptolites from the Matapédia and Honorat Groups of Gaspé. Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician — Silurian Boundary Working Group. *Edited by* P.J. Lespérance. Field meeting, Anticosti — Gaspé, 1981; Volume II: Stratigraphy and Paleontology, pages 292 to 298.

RUITENBERG, A.A. — FYFFE, L.R. — McCUTCHEON, S.R. — ST. PETER, C.J. — IRRINKI, R.R. — VENUGOPAL, D.V., 1977 — Evolution of Pre-Carboniferous tectonostratigraphic zones in the New Brunswick Appalachians. Geoscience Canada; Volume 4, pages 171 to 181.

RUST, B., 1982 — Significance of alluvial sedimentation for understanding Acadian and Alleghanian Orogenies in the Gaspé Region. *In* Paleozoic Continental Margin Sedimentation in the Québec Appalachians. *Edited by* Rein Hard Hesse, Gerard V. Middleton and Brianhurst. International Association of Sedimentologies, 11th International Congress.

SCHUCHERT, C. — DART, J.D., 1926 — Stratigraphy of the Port-Daniel — Gascons area of Southeastern Québec. Geological Survey of Canada; Bulletin 44, pages 35 to 58 and 116 to 121.

SIMARD, M., 1983 — Géologie de la région de Carleton. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 83-35, carte annotée.

SKIDMORE, W.B., 1965 — Région d'Honorat — Reboul, comté de Bonaventure. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-107, 30 pages.

_____ 1978 — Formation de White Head, comté de Gaspé. *Dans* Travaux sur le terrain, 1978. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-603, page 29.

SKIDMORE, W.B. — LESPÉRANCE, P.J., 1981 — Percé area, the White Head Formation. *In* Field Meeting, Anticosti — Gaspé, 1981; Volume II: Stratigraphy and Paleontology. *Edited by* P.J. Lespérance, IUGS, Subcommission on Silurian Stratigraphy and Ordovician — Silurian Boundary Working Group. Université de Montréal, pages 31 to 40.

SKIDMORE, W.B. — McGERRIGLE, H.W., 1967 — Carte géologique, péninsule de Gaspé. Ministère des Richesses naturelles, Québec; carte n° 1642.

VENNAT, G., 1979 — Structure et stratigraphie de l'anticlinorium d'Aroostoock — Percé dans la région de Saint-Omer — Carleton, Gaspésie. Université de Montréal; mémoire de maîtrise.

Annexe

Liste des collections de fossiles recueillis dans la région de Maria[1]

CG-84-296[2]

Affleurement situé sur la rive nord d'un tributaire du ruisseau Kilmore orienté NW-SE, à environ 1,1 km en amont de son embouchure, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Clemville, environ 50 m (stratigraphiques) au-dessus du contact avec la Formation de White Head. Carte n° 22 B/8. TUM: N19, 5348400, 722350.

Fossiles: *Stricklandia lens typica*, *Triplesia* sp., *Leangella* sp., *Leptaena rhomboidalis*, *Dolerorthidé*, *Spirigerinidé*, trilobites, *Aphanonema* sp., *Tetracorail*, *Dalmanellidés*, *Favositidé*.

Âge: Llandovérien inférieur.

CG-84-422

Affleurement situé sur la rive est du ruisseau Kilmore, à environ 2,2 km au NW de la route de Saint-Jules-de-Cascapédia, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation d'Armstrong Brook, 220 m (stratigraphiques) au-dessous du contact avec la Formation de La Vieille. Carte n° 22 A/4. TUM: N20, 5348075, 279375.

Fossiles: *Eocoelia* cf., *E. curtisi*.

Âge: Llandovérien (C4 et C5).

CG-84-429

Affleurement situé le long de la rive ouest du ruisseau Bastien, à environ 3 km de Carleton, canton de Carleton, comté de Bonaventure. Carte n° 22 B/1. TUM: 5334950, 715900.

Fossiles: bivalves, *Rostropiroïdé*, *Orthotetacidé*, *Howellella* cf., *H. Gaspensis*.

Âge: Dévonien.

CG-84-464

Affleurement situé le long d'une route montant dans la falaise de Carleton, à environ 2,5 km au NW de Maria-Ouest, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Clemville, près de la base de la formation.

Fossiles: *Mendacella* sp., *Dalmanella* sp., *Protatrypa*? sp., *Rhynchonellidés*, *Tentaculites* sp.

Âge: Ordovicien tardif ou Llandovérien inférieur.

CG-84-488

Affleurement situé sur la rive ouest de la rivière Verte, à environ 1 250 m au nord du pont se rendant à l'agglomération de Gauvin, au nord de Maria, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Saint-Léon, environ 240 m (stratigraphiques) au-dessus des volcanites de Maria. Carte n° 22 B/1. TUM: N19, 5343400, 719450.

Fossiles: *Coelospira* cf., *C. dichotoma*, *Dalejina* sp., *Meristella* sp., trilobite, *Howellella* cf., *H. gaspensis*, *Leptostrophia becki*, *Cyrtina* sp., *Costistrophonella* sp., *Pholidops* sp., *Orthotetacidé*.

Âge: Dévonien inférieur.

CG-84-494

Affleurement situé sur la rive ouest de la rivière Verte, à environ 625 m au nord du pont se rendant à l'agglomération de Gauvin, au nord de Maria, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Saint-Léon, environ 350 m (stratigraphiques) au-dessus des volcanites de Maria. Carte n° 22 B/1. TUM: N19, 5343075, 719875.

Fossiles: *Camarotoechia* sp., *Rostropiroïdé*, *Pholidops* sp., *Stropheodontidé*.

Âge: Dévonien inférieur.

CG-84-498

Affleurement situé sur la rive est de la rivière Verte, à environ 180 m au nord du pont se rendant à l'agglomération de Gauvin, au nord de Maria, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Saint-Léon, environ 430 m (stratigraphiques) au-dessus des volcanites de Maria. Carte n° 22 B/1. TUM: N19, 5342675, 720175.

Fossiles: *Costistrophonella* cf., *C. punctulifera*, trilobite, *Tentaculites* sp., bivalves, *Craniidé*, *Dalejina* sp., *Cyrtina* sp., *Orthotetacidé*, *Leptostrophia* sp., *Conocardium* sp., *Craniops* sp., *Stropheodontidé*, *Machaeraria*? sp., *Uncinuloïdé*, *Meristella* sp., *Howellella* sp.

Âge: Dévonien inférieur.

CG-84-1038

Affleurement situé sur la rive ouest du ruisseau Caribou, à environ 2 km au NW de son embouchure, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Pabos, près du sommet de la formation. Carte n° 22 B/1. TUM: 5343600, 718250.

Fossiles: *Receptaculites* sp., *Bellerophontidé*, bryozoaire, *Glypterina*? sp.

Âge: Ordovicien tardif.

CG-84-1217

Affleurement situé le long d'un ruisseau sans nom, à 800 m au NNW du lac Hamilton, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation d'Armstrong Brook, près de la base de la formation. Carte n° 22 B/1. TUM: N19, 5347650, 722100.

Fossile: *Apopentamerus* sp.

Âge: Llandovérien ou Wenlockien.

CG-84-1395

Affleurement situé le long de la route de Saint-Jules, à

1. L'identification des fossiles et la détermination de leur âge ont été effectuées par A.J. Boucot de l'University of Oregon State.
2. Les numéros (CG-84-296, etc.) renvoient à la carte hors texte.

1,2 km au NW de son intersection avec la route Gallagher, canton de Maria, comté de Bonaventure. Formation de Clemville, près de la base de la formation. Carte n° 22 A/5. TUM: N20, 5349700, 280950.

Fossiles: *Stricklandia lens typica*, *Stropheodontidé*, *Dalmaellidés*, *Doléroorthidé*, trilobites, tetracorails, *Favositidé*, *Protatrypa* sp., *Halysitidé*.

Âge: Llandovérien inférieur (Silurien précoce).

CG-84-1983

Affleurement situé le long d'une route secondaire au nord du village de Grande-Cascapédia, à environ 350 m à l'est de la route 299, canton de New-Richmond, comté de Bonaventure. Groupe d'Honorat, unité de conglomérat. Carte n° 22 A/5, TUM: N20, 5349450, 285800.

Fossiles: *Christiania* sp., *Dalmanellidés*, *Dicaelosia* sp., *Triplesia* sp., *Disciniscidé*, *Orthidé*, gastéropodes, trilobites, *Sowerbyellidé*.

Âge: Ordovicien tardif.

Gouvernement du Québec
Ministère de l'Énergie et des Ressources
Direction générale de l'Exploration géologique et minérale